

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



MARKÉTA SOUČKOVÁ

**VLIV ZIMNÍCH SNĚHOVÝCH PODMÍNEK NA MINIMÁLNÍ PRŮTOKY
V TEPLÉM OBDOBÍ ROKU V HORSKÝCH POVODÍCH ČR**

**INFLUENCE OF WINTER SNOW CONDITIONS ON MINIMUM DISCHARGES IN
THE WARM SEASON IN MOUNTAIN CATCHMENTS IN THE CZECH REPUBLIC**

(Diplomová práce)

Praha, 2016

Vedoucí práce: RNDr. Michal Jeníček, Ph.D.

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Karlových Varech, 31. 7. 2016

.....

Markéta Součková

Poděkování:

Ráda bych poděkovala všem, kteří mi pomohli s vypracováním diplomové práce. Dík patří Michalu Jeníčkovi za trpělivost, cenné rady, připomínky a vedení práce, dále pak Šimonu Berchovi a dalším lidem z Českého hydrometeorologického ústavu za poskytnutí dat a pomoc s jejich zpracováním a v neposlední řadě také Aleně Černíkové za statistické konzultace. Také děkuji za podporu členům své rodiny, kteří se mnou měli trpělivost při zpracování práce.

Zadání diplomové práce

Téma práce

Vliv zimních a jarních sněhových podmínek na výskyt letních nízkých průtoků

Cíle práce

Diplomová práce si stanovuje následující cíle:

1. Kvantifikace vlivu zimních a jarních sněhových podmínek (množství sněhu) na výskyt (velikost a doba) letních průtoků
2. Analýza, jak dlouho lze sníh detekovat v podzemních vodách a tedy jako dlouho ovlivňuje letní nízké průtoky

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

V rámci práce bude provedena rešerše české i zahraniční literatury na téma vlivu sněhu na doplňování zásob podzemních vod a následné ovlivňování letních minimálních průtoků. Důraz bude mimo jiné kladen na možnosti predikce sucha na základě údajů o sněhové pokrývce a na možný dopad klimatických změn na zásoby sněhu v horských povodích včetně možných dopadů těchto změn na minimální průtoky.

Analýza bude provedena na dlouhých časových řadách SWE, průtoků a srážek na vybraných povodích ČR, Německa a Slovenska s možností srovnání s jinými regiony Evropy. Budou vybrány vhodné prediktory, které mohou mít vliv na výskyt letních průtoků, například maximum výšky sněhu a SWE, den maxima výšky sněhu, den roztátí sněhu, úhrn zimních srážek, suma přírůstků SWE, podíl pevných srážek na celkových srážkách (S/P index), úhrn jarních a letních srážek a další. Mezi závislé veličiny (prediktanty) pak může patřit minimální Q v každém jarním a letním měsíci (od května do října) a doba výskytu minimálních Q v letním půlroce.

Mezi hlavní použité metody bude patřit korelační a regresní analýza výše zmíněných závislých a nezávislých veličin, tedy sestavení predikčního modelu vlivu sněhu na letní nízké průtoky, včetně výběru vhodných parametrů pro zhodnocení úspěšnosti modelu.

Datum zadání: 23. 11. 2014

Jméno studenta: Markéta Součková

Podpis studenta:

Jméno vedoucího práce: Michal Jeníček

Podpis vedoucího práce:

Abstrakt

V důsledku klimatických změn se může snížit podíl sněhových srážek a tedy akumulace sněhu, která doplňuje zásoby podzemní vody na jaře. Podzemní voda významně ovlivňuje průtoky v letním období a její nedostatek může mít dopad na množství vody v povrchových tocích v regionech ovlivněných sněhem. Práce se proto zabývá vlivem změn vodní hodnoty sněhu na meziroční variabilitu minimálních průtoků v teplém období (duben – září) v jedenácti horských povodích ČR. Cílem bylo zjistit 1) jak dlouho sníh ovlivňuje minimální průtoky od doby tání sněhu, 2) jak velký je vliv meziročních změn vodní hodnoty sněhu na nízké průtoky v letním období 3) jaké je průměrné datum minimálních letních průtoků a trend jeho posunu v roce. Všechny výsledky jsou interpretované na základě staničních hydrologických a klimatologických dat ČHMÚ za období 1980-2014. Ve výše položených povodích sníh ovlivňoval nízké průtoky až do června, ve výjimečných případech až do července. Největší změna byla zaznamenána v povodí Úpy - pokles maximální vodní hodnoty sněhu o 10 % zapříčinil snížení květnového minimálního průtoku o 8,8 % a v červnu o 6,8 %. V níže položených povodích by 10% pokles maximální vodní hodnoty sněhu snížil minimální průtoky o 2 – 4,4 % v dubnu. Sníh v nižších nadmořských výškách ovlivňoval minimální průtoky tedy pouze v době tání sněhu a bezprostředně po něm. Z výsledků vyplývá, že vodní hodnota sněhu ovlivňuje letní nízké průtoky pouze ve výše položených povodích. Výsledky také očekávaně prokázaly, že změna vodní hodnoty sněhu má vliv na meziroční variabilitu minimálních průtoků v teplém období, ale vysvětluje ji pouze částečně. Posun datumu průměrného minimálního letního průtoku do dřívějšího období se projevil u 7 z 11 povodí za období 1967-2014. Vodní hodnota sněhu by mohla být použita jako vstupní proměnná společně s úhrny srážek, evapotranspirací a vlastnostmi podzemní vody do hydrologických modelů predikující dopady sucha na přírodní i socioekonomickou sféru. Samostatně však není vhodným parametrem pro predikci sucha.

Klíčová slova:

sezónní sněhová pokrývka, vodní hodnota sněhu (SVH), minimální průtoky, sucho, meziroční variabilita

Abstract

As a result of climate change, the snowfall amounts may be reduced and hence the snow accumulation, which recharges the groundwater in spring. Groundwater significantly influences summer low flows and its deficiency may negatively affect the streamflow and reduce the water supply in snow-dominated regions. This thesis aims to describe the influence of changes in snow water equivalent on the inter-annual variability of minimal discharges in warm season (April to September) in eleven mountain catchments of the Czech Republic. The aims were to determine 1) the duration of snow effects on the minimum discharges after the snowmelt onset, 2) the effect of inter-annual changes of snow water equivalent on minimal discharges in the warm season and 3) the date of the summer lowflows and the trend of its shift within the year. The results are based on hydrological and climatological station data collected by Czech Hydrometeorological Institute between the years 1980 and 2014. Snow affected the summer low flows until June and in exceptional cases even until July in higher elevation catchments. The most significant change was recorded in Úpa catchment, which belongs to higher elevation catchments, the 10 % decrease of maximum snow water equivalent caused reductions in minimal discharge by 8.8 % and 6.8 % in May and June, respectively. In the low elevation catchments, 10 % reduction of maximum snow water equivalent would cause decrease of minimal discharges in April by 2 - 4,4 %. The snow had an effect on minimum discharges only during and immediately after the snowmelt in low elevation catchments. Therefore, the influence of snow water equivalent on summer low flows was proven only in higher elevation catchments. The results also expectedly showed that the change of snow water equivalent only partially explains the inter-annual variability of minimum discharges in the warm season. Between the years 1967 and 2014, the date of the summer low flows has shifted to an earlier period in 7 out of 11 watersheds. In conclusion, snow water equivalent could be used as an input variable to hydrologic drought prediction models, along with rainfall, evapotranspiration and groundwater properties. However, it is not appropriate to use this parameter as a single measure to predict the drought.

Keywords:

seasonal snow cover, snow water equivalent (SVH), minimal discharges, drought, inter-annual variability

OBSAH

1	ÚVOD.....	9
1.1	Cíle, hypotéza a struktura práce.....	10
2	SHRNUTÍ DOSAVADNÍCH POZNATKŮ	12
2.1	Trendy podílu sněhových srážek a sněhových proměnných.....	12
2.1.1	Případové studie trendů sněhových parametrů	14
2.2	Terminologie - sucho, hydrologické sucho a nízké průtoky	19
2.3	Faktory ovlivňující nízké průtoky.....	21
2.3.1	Udržitelnost nízkých průtoků v suchém období	22
2.3.2	Pokles průtoků v suchém období.....	22
2.3.3	Antropogenní vlivy ovlivňující velikost průtoků.....	23
2.4	Hydrologické procesy sucha.....	23
2.4.1	Šíření sucha - vývoj meteorologického, půdního a hydrologického sucha.....	23
2.4.2	Vliv podnebí a charakteristik povodí na hydrologické sucho	24
2.4.3	Vliv zásob podzemní vody na letní nízké průtoky	27
2.5	Mechanismus propojení tání sněhu, podzemní vody a nízkých letních průtoků v povodí s odlišnými geologickými a odvodňovacími vlastnostmi	29
2.6	Vliv srážek na letní nízké průtoky a sezónní změny čerpání vodních toků se sněhovým režimem	30
2.7	Trendy nízkých průtoků a posun dne výskytu minimálního průtoku v letním období ..	33
2.8	Vztah mezi nízkými letními průtoky, dobou tání sněhu a maximální vodní hodnotou sněhu	34
2.9	Problémy vyvolané suchem	36
3	DATA A METODY.....	37
3.1	Datové zdroje.....	37
3.2	Výběr hydrologických, meteorologických stanic a povodí.....	38
3.3	Popis studovaných povodí	40
3.4	Sněhové parametry a vývoj měření vodní hodnoty sněhu	42
3.5	Hydrologické a sněhové proměnné.....	46
3.6	Statistická analýza a hodnocení	47
4	VÝSLEDKY.....	49
4.1	Korelace vysvětlujících (nezávislých) a vysvětlovaných (závislých) proměnných	49
4.2	Závislost minimálního 7 denního průměrného průtoku na vodní hodnotě sněhu	52

4.3	Doba výskytu a velikost minimálních 7 denních průtoků v roce	57
5	DISKUZE.....	60
5.1	Vliv změn vodní hodnoty sněhu a charakteristik povodí na minimální průtoky v teplém období	60
5.2	Důsledky klimatické změny	64
5.3	Posun doby výskytu minimálních průtoků	65
5.4	Problémy a chyby měření staničních sněhových a hydrologických dat.....	65
5.5	Obecná platnost výsledků a budoucí směřování výzkumu	66
6	ZÁVĚR.....	69
7	POUŽITÉ ZDROJE LITERATURY	71
7.1	Datové zdroje.....	80
8	SEZNAM OBRÁZKŮ.....	81
9	SEZNAM TABULEK	83

1 ÚVOD

V důsledku klimatické změny je předpovídána změna skupenství sněhových srážek na dešťové (IPCC 2001, 2013). Tato změna ovlivňuje hydrologický cyklus (Berghuijs et al. 2014; Zhang et al. 2015) a mění hydrologické proměnné a hydrologický režim (Mote et al. 2005; Barnett et al. 2005). Sněhové srážky a tání sněhu ovlivňují zásoby podzemní vody. V důsledku poklesu podílu sněhových srážek může dojít ke snížení množství doplňované podzemní vody z tání sněhu a následně i ke snížení množství čerpané podzemní vody povrchovými toky v letním období (Earman et al. 2006; Godsey et al. 2014; Van Loon et al. 2015)

Hlavní příčinou poklesu podílu sněhových srážek je zvyšující se teplota vzduchu v chladném období (Knowles et al. 2006), která je pozorována především v Severní Americe, Evropě, jižní a východní Asii (IPCC 2013). Pakliže trend zvyšování teploty vzduchu setrvá, průměrná zimní teplota vzduchu překročí 0 °C a spolu s dalšími klimatickými faktory způsobí výrazné snížení množství sněhových srážek a tedy i akumulaci sněhu (Mote et al. 2005). Nárůst teploty vzduchu a pokles podílu sněhových srážek na jaře může zvýšit intenzitu tání sněhu a posunout dobu tání sněhu, a tedy i maximum jarního odtoku, do dřívějšího období v roce. Ke snížení množství zásob podzemní vody dochází po zimách s podprůměrnými sněhovými srážkami z důvodu zkrácené doby doplnění podzemních vod z tání sněhu (Godsey et al. 2014), což může zapříčinit pokles množství vody v tocích v letním období (Stewart et al. 2005; Godsey et al. 2014). V důsledku těchto změn by následně mohlo dojít ke zvýšení odtoku vody v chladném a naopak ke snížení odtoku vody v teplém období (Morán-tejeda et al. 2014; Stewart et al. 2005; Zampieri et al. 2015). Veškeré výše uvedené změny mají značný dopad na přírodní i ekonomický sektor a vyvolávají nutnost změny řízení vodního hospodářství (Beniston & Stoffel 2014). Dopad klimatických změn na vodní hospodářství se projevuje například omezením výroby elektrické energie, jež je citlivá na dlouhodobé kolísání povrchového odtoku (Wilson et al. 2010). Negativně ovlivněny jsou také vodní ekosystémy, které reagují na změny odtokových režimů (Bunn & Arthington 2002). Navíc 1/6 světové populace je závislá na

zásobách vody akumulované v ledovcích a sněhové pokrývce a změna podílu sněhových srážek by mohla vyvolat problémy zajištění pitné a užitkové vody (Barnett et al. 2005). Klimatická změna také ovlivňuje četnost extrémních klimatických událostí, jako jsou povodně nebo období sucha a významné dopady má také na socioekonomické činnosti, především turismus a rekreaci (Uhlmann et al. 2009; Beniston & Stoffel 2014, Spandre et al. 2016).

Z výše uvedených možných dopadů klimatické změny na hydrologický cyklus v důsledku změny podílu sněhových srážek a tedy parametrů sněhové pokrývky je třeba se zabývat hodnocením vlivu meziročních změn sněhových zásob na minimální průtoky v teplém období. Obecně je známo, že sníh ovlivňuje průtoky v době tání sněhu. Nicméně vliv změn sněhových proměnných na meziroční variabilitu letních nízkých průtoků byl především zkoumán jen v podnebí s výraznou sezonalitou a nízkými úhrny letních srážek (Godsey et al. 2014). Je tudíž postrádáno kvantitativní zhodnocení tohoto vlivu v mírném podnebí centrální Evropy s rovnoměrnějším rozložením srážek během roku. Práce si proto klade za cíl doplnit tyto znalosti a zhodnotit variabilitu minimálních průtoků v teplém období zapříčiněnou změnami sněhových proměnných v mírném podnebí České republiky.

1.1 Cíle, hypotéza a struktura práce

Předkládaná práce si stanovuje následující cíle:

- 1) zhodnotit vliv sněhových proměnných a délku jejich působení na meziroční variabilitu nízkých průtoků v teplém období (duben až září)
- 2) určit velikost odezvy (citlivosti) minimálních průtoků v teplém období na meziroční změny vodní hodnoty sněhu
- 3) zjistit průměrné datum minimálního letního průtoku (květen – říjen), trend jeho posunu v roce a jeho velikost

Hypotéza práce je: pokud se teplota vzduchu bude nadále zvyšovat, sníží se podíl sněhových srážek a tedy i sněhová akumulace. Tím pádem menší množství vody bude doplňováno do podzemní vody. Snížené zásoby podzemní vody ovlivní množství odváděné vody do povrchových toků a zapříčiní nízké průtoky v tocích v letním období, protože většina toků je v létě udržována díky čerpání podzemních vod.

Předložená práce je logicky strukturována do teoretické a praktické části. V první teoretické části je provedena rešerše vlivu klimatické změny na sněhové srážky a sněhové proměnné. Následně se práce zabývá problematikou sucha, hydrologického sucha a nízkých průtoků

v letním období, vlivem podnebí a charakteristik povodí na hydrologické sucho zejména vlivem geologických vlastností podzemních vod na nízké průtoky v teplém období. Třetí kapitola je zaměřena na popis použitých dat a metod prováděných analýz a jejich úskalí. Čtvrtá kapitola se zabývá prezentací výsledků a jejich interpretací. Pátá kapitola obsahuje diskuzi výsledků práce s poznatky české a zahraniční literatury, a náměty budoucího výzkumu. Na závěr jsou shrnuty hlavní poznatky práce.

2 SHRUTÍ DOSAVADNÍCH POZNATKŮ

2.1 Trendy podílu sněhových srážek a sněhových proměnných

Vlivem klimatické změny - zvýšením teploty vzduchu, je očekáván vyšší úhrn kapalných namísto sněhových srážek (Knowles et al. 2006). Pokles podílu sněhových srážek (S/P) se projevuje především v oblastech s průměrnou teplotou vzduchu kolísající okolo bodu tání v chladném období (Adam et al. 2009; Feng & Hu 2007; Knowles et al. 2006; Serquet et al. 2011). S/P je možné využít jako indikátor detekce podílu sněhových srážek a pozorovat tak hydrologickou reakci na klimatickou změnu (Huntington, 2004). Sledování změn S/P zapříčiněných zvýšením teploty vzduchu je důležité pro interpretaci hydrologických trendů, protože změny S/P mohou výrazně ovlivnit:

- a) množství akumulace sněhu (Feng & Hu 2007),
- b) velikost a dobu jarního tání a
- c) hustotu sněhu na konci zimy (Huntington et al. 2004)

a následně mohou mít vliv na pokles průtoku v tocích během letního období (Feng & Hu 2007; Huntington et al. 2004).

Změny S/P jsou způsobeny jak změnou sněhových, tak dešťových srážek, rozhodující je však úbytek pevných srážek (Knowles et al. 2006; Huntington et al. 2004; Feng & Hu 2007). Důkazem toho je pokles S/P o 1,55 % za desetiletí na severozápadě USA a pokles S/P o 2,69 % za desetiletí v centrální části USA, který je spojován s úbytkem sněhových srážek, protože nebyl vyrovnán mírným nárůstem dešťových srážek (Feng & Hu 2007).

Globálně se snižuje S/P a akumulace sněhové pokrývky v chladném období a posunuje se datum tání sněhu do dřívějšího období v hydrologickém roce, bez ohledu na změny srážek v oblastech ovlivněných sněhem (Adam et al. 2009). Výše uvedené změny mění sezónní distribuci odtoku. Je pozorován nižší odtok v jarních a letních měsících a vyšší odtok

v chladném zimním období (Huntington et al. 2004) ve středních i vyšších zeměpisných šířkách. Pokles S/P byl evidován na západě USA v nižších i středních nadmořských výškách (Knowles et al. 2006). Výrazný úbytek S/P byl také pozorován na severozápadě a v centrální části USA a mírný pokles S/P na východě USA od poloviny 20. století (Feng and Hu, 2007). S/P klesá v západní a střední části východního pobřeží USA, jižní části povodí Missouri a severovýchodní části USA. Naopak nárůst S/P je pozorován na závětrné straně Skalnatých hor, Velkých jezer (severní údolí Ohio) od 20. let 20. století. Ve Skalnatých horách se pokles S/P prozatím neprojevil, neboť navzdory růstu průměrné zimní teploty vzduchu je pořád o hodně nižší než je prahová hodnota bodu tání, což je dáno vysokou nadmořskou výškou (Knowles et al. 2006). Nárůst S/P u Velkých jezer je vysvětlen specifickými dynamickými procesy a to „jezerním efektem sněhu“ (Kunkel et al. 2009b). Tento efekt se tvoří, když studený vzduch vane nad teplejším jezerem. Voda z jezera se vypaří a ohřeje vzduch. Teplejší, vlhčí vzduch má menší hustotu a stoupá. S rostoucí výškou se opět ochlazuje. Následně studený, vlhký vzduch tvoří oblaka a srážky. V momentě, kdy se dostane nad povrch, vlhkost kondenzuje a začne sněžit. Mimo USA je pokles S/P pozorován na jihozápadě Kanady (Mekis and Vincent 2011), v jižních regionech Kanady - jižně od 55° s.z.š. (Vincent et al. 2015), v Nové Anglii (Huntington et al. 2004), Švýcarsku (Serquert et al. 2011; Marty & Meister 2012), západním Himálaji (Shekar et al. 2010) a Japonsku na ostrově Honšú (Takeuchi et al. 2008).

Obecně se předpokládá, že hlavní příčinou poklesu S/P je nárůst průměrné teploty vzduchu v chladném období (Mote et al. 2005; Stewart et al. 2005, Shekhar et al. 2010, Fassnacht et al. 2016, Knowles et al. 2006, Serquert et al. 2011, Vincent et al. 2015). Nicméně vztah teploty vzduchu a S/P je proměnlivý v závislosti na geografické poloze regionu a teplota vzduchu závisí na geografické poloze regionu a nadmořské výšce (Scherrer et al. 2004; Scherrer & Appenzeller 2006). Podprůměrné extrémní sněhové srážky závisí na teplotě vzduchu, nadprůměrné sněhové srážky však nikoliv. Teplota vzduchu ovlivňuje frekvenci výskytu extrémních jevů a zimní srážky determinují nadprůměrné sněhové srážky (Kunkel et al. 2009a).

Změny S/P jsou z hlediska měsíční analýzy nejvíce viditelné na začátku a konci chladného období, kdy jsou teploty blízké bodu tání (Huntington et al. 2004; Krasting et al. 2013). K největšímu měsíčnímu poklesu S/P dochází v březnu. Leden je naopak měsícem s nejmenším poklesem S/P (Feng & Hu 2007). Výsledky Krastinga et al. (2013) prokázaly dokonce nárůst sněhových srážek během chladných měsíců – lednu a únoru. Je to dáno tím, že teploty vzduchu se obvykle pohybují pod bodem mrazu, a tudíž menší přírůstky teplot nemění skupenství srážek.

Trendy S/P v listopadu a dubnu nebyly signifikantní, protože v těchto měsících sněhové srážky nedosahovaly 50% (Huntington et al. 2004).

Ke stanovení S/P například Huntington et al. (2004); Feng & Hu (2007); Knowles et al. (2006) a Jonas et al. (2009) použili metodu porovnání vodní hodnoty sněhu a celkového objemu srážek. Metoda funguje na principu, že pokud sněží, je množství ekvivalentní vodní hodnotě sněhu daného dne. To přináší pozitivní i negativní zkreslení. Ve dnech se smíšenými srážkami jsou srážky klasifikovány kompletně jako sněhové či dešťové dle situace v době měření – tzn., padal-li v době měření sníh, jsou srážky po celý den klasifikovány jako sněhové. Nadhodnocení sněhových srážek výše popsaným způsobem je částečně kompenzováno podhodnocením zachycených sněhových srážek, ke kterému dochází v nezastřešených měřicích stanicích a při zvýšené rychlosti větru. Další zkreslení může být dáno akumulací vlhkého sněhu na okrajích válcového měřidla, protože snižuje účinnou povrchovou plochu (Doesken a Judson 1996). Různé typy zkreslení se mohou částečně kompenzovat. Serquet et al. (2011) použili poměr sněhových a dešťových dní (SD/PD). Výhodou SD/PD metody je, že nejsou zapotřebí data vodní hodnoty sněhu ani odhad skupenství srážek. V současné době se pod pojmem S/P nejčastěji rozumí poměr sněhových srážek k celkovým srážkám. Ve stanicích, kde není dostupná informace o skupenství srážek, se přistupuje k rozlišení kapalných a pevných srážek pomocí zvolené prahové hodnoty teploty vzduchu. Většinou byla zvolena prahová hodnota blízká 1 °C (Dai 2008; Feiccabrino & Lundberg 2008), která byla ověřena na stanicích disponujících informací o skupenství srážek.

2.1.1 Případové studie trendů sněhových parametrů

Mekis & Vincent (2011) prokázali roční nárůst sněhových srážek (SF) o 4 % za období 1950 – 2009 využitím upravené 2. generace kontinuálních časových řad v Kanadě. Avšak růst sněhových srážek není konzistentní v čase ani prostoru. Významný nárůst SF se projevil v období 1950-1970, který byl následován podstatným poklesem do 80. let. Poté se až do roku 2009 neprojevovaly změny trendu. Regionálně se pokles SF projevil v západních provinciích (Britská Kolumbie, Alberta a Saskatchewan). Opačný trend vykazovaly oblasti na severu Kanady. Sezónně SF poklesly v jihozápadních regionech a vzrostly na severu zejména v zimním, méně i v jarním období. Roční trend – nárůst SF o 6,8 % v jižní Kanadě byl pozorován za delší časové období 1900-2009, které je opět charakteristické prostorovou a časovou variabilitou zmíněnou výše. V jihovýchodních provinciích klesá SF především v hustěji obydlených oblastech řeky svatého Vavřince.

Mimo S/P Kunkel et al. (2009a) hodnotili trendy extrémních nadprůměrných (definovány jako 90 % a vyšší percentil) a podprůměrných roků sněhových srážek (10 % a nižší percentil) na 440 stanicích s dlouhodobým pozorováním. Výsledky Kunkel et al. (2009a) neprokázaly statisticky významné trendy četnosti podprůměrných či nadprůměrných sněhových srážek od r. 1900, ale byly patrné regionální trendy: snížení četnosti podprůměrných sněhových roků ve střední části USA (Montana, Nebraska, Wyoming, Severní a Jižní Dakota, Iowa, Michigan, Minnesota, Wisconsin), které byly vyváženy vyšší četností podprůměrných sněhových roků na jihovýchodě, severozápadu a severovýchodě USA od počátku 20. století. V celých USA však trendy nebyly statisticky významné. Od poloviny 20. století klesl také počet nadprůměrných sněhových roků v centrálním a severozápadním regionu. Mapa klimatických regionů a tabulka s přehledem států daných regionů je v Kunkel et al. (2009a), str. 6206, 6207. Studie O’Gorman (2014) tvrdí, že pokles průměrných sněhových srážek je vyšší než extrémních sněhových srážek, Z toho plyne, že S/P je lepším indikátorem klimatické změny než změny extrémních sněhových srážek v mnoha regionech (O’Gorman 2014).

Takeuchi et al. (2008) potvrdili, že snížené množství sněhových srážek redukuje S/P a tedy i akumulaci sněhové pokrývky. Hlavním zdrojem srážek v této oblasti je studený, suchý zimní monzun vanoucí z asijské pevniny k Japonsku, který vzniká v důsledku reakce na změny v kontinentální atmosférické cirkulaci. Teplo a vodní pára jsou přenášeny z relativně teplého povrchu moře nad Japonské moře. To zapříčiní poruchu stability spodní vrstvy atmosféry, vznik kumulonimbů a tvorbu intenzivních sněhových srážek. Je známo, že silné sněhové srážky nad Japonským mořem jsou způsobeny intenzifikací zimních synoptických situací - tlakovou výší nad Sibiří a tlakovou níží nad Pacifikem – Aleutská níže. Druhým faktorem je advekce studeného vzduchu ze severu. Shrňme-li to, zimní monzun ovlivňuje srážky a teplotu. Zatímco silné srážky jsou spjaty se severozápadními větry, slabé srážky vanou z jihu. Pro lepší predikci snížení množství sněhu je třeba brát v potaz vliv zimního monzunu vanoucího severně či severozápadně, jenž zvyšuje srážky a snižuje teplotu vzduchu.

Vincent et al. (2015) analyzovali trendy – teploty vzduchu, srážek, parametrů sněhové pokrývky a odtokových proměnných a studovali vliv atmosférických a oceánských klimatických oscilací na klimatické a hydrologické trendy v Kanadě. Zjistili, že klesá množství sněhových srážek a S/P v jižní Kanadě (jižně od 55° s.z.š.), snižuje se akumulace sněhu - maximální výška sněhu a den výskytu maximální výšky sněhu se posunuje do dřívějšího období

v roce. Bellaire et al. (2016) zkoumali klimatické trendy ve 2 stanicích národního parku Glacier v Kanadě. Teplota vzduchu se zde zvýšila především od prosince do února v níže i výše položené stanici, přesto byl S/P trend v období 1969-2014 nesignifikantní. Nesignifikantní S/P trend může být částečně vysvětlen metodikou stanovení skupenství srážek, kdy autoři smíšené srážky klasifikovali jako sněhové. Přestože S/P byl nesignifikantní, úbytek nového sněhu byl signifikantní ($p < 0,01$) v níže položené stanici od září do května a zároveň klesla maximální výška sněhu v níže položené stanici od prosince do května.

Serquet et al. (2011) se zabývali vztahem nárůstu teploty vzduchu a četností sněhových srážek v různých nadmořských výškách a sezónách. Použitím poměru sněhových a dešťových dní (SD/PD) izolovali vliv teploty vzduchu od změn vlivu četnosti a intenzity celkových srážek. SD/PD klesá v zimě i na jaře, je výraznější v nižších nadmořských výškách (z důvodu nárůstu teploty vzduchu kolísající okolo bodu tání) než ve vyšších nadmořských výškách. Ve vyšších nadmořských výškách je teplota vzduchu daleko nižší, než je bod tání, a tudíž zde nedochází k velkým změnám. Vyšší pokles S/P je patrný na jaře (III-IV) než v zimě (XII-II), protože teplota vzduchu i její nárůst na jaře je vyšší než v zimě. S rostoucí teplotou vzduchu SD/PD klesá. SD/PD závisí i na nadmořské výšce. Čím vyšší je hodnota teploty bodu tání, tím vyšší je pokles SD/PD. Výsledky Marty & Blanchet (2012) prokázaly pokles trendů maximální výšky sněhu v nižších (< 800), středních ($800-1500$) a vyšších (> 2000) nadmořských výškách a pokles extrémních sněhových srážek v nižších a vyšších nadmořských výškách.

Desetiletý cyklus variability: střídání nízkých a vysokých fází ovlivňuje sněhové indikátory (sumu nového sněhu; počet dnů se sněhovými srážkami a počet dnů se sněhovou pokrývkou, kdy je výška sněhu vyšší než 1 cm). Nejvyšší pokles těchto sněhových parametrů zaznamenali na konci 80. a 90. let jak pro výše, tak níže položené stanice. Výjimkou je maximum nového sněhu, které neproazuje statisticky významný pozitivní ani negativní trend, ačkoliv od roku 2000 nebyly zaznamenány vyšší hodnoty než 60 cm. Suma nového sněhu a počet dní se sněhovou pokrývkou se sezónně výrazně nemění, úbytky vysvětlované poklesem teploty vzduchu byly zaznamenány v jarním období pouze pro sumu nového sněhu v níže položených oblastech. V ostatních sezonách nebyly prokázány jasné trendy. Suma nového sněhu a počet dní se sněhovou pokrývkou se zvýšily od roku 2000 v nižších a středních nadmořských výškách. Tato změna trendu je pravděpodobně zapříčiněna současným mírným poklesem zimní teploty ve Švýcarsku a ilustruje tak důležitost chápání přirozené desetileté variability trendů klíčových sněhových indikátorů. Kromě sumy nového sněhu, počtu dní se sněhovými srážkami

a sněhovou pokrývkou je výška sněhu cenným indikátorem pro účely klimatického monitoringu, ale také pro aplikace jako hodnocení hazardů, tvorby výstrah a zimní turistiku. Zájmovými indikátory jsou výška sněhu a dny s výškou sněhu vyšší než je limitní hodnota například pro údržbu silnic $\geq 1\text{ cm}$, sjezdové lyžování $\geq 30\text{ cm}$ (Scherrer et al. 2013). Více sněhových srážek také zvyšuje riziko lavinové aktivity, přičemž spuštění lavin závisí na kombinaci struktury sněhové pokrývky s předchozími a aktuálními podmínkami počasí (Bellaire et al. 2016). Četnost typů lavin je ovlivňována i klimatickými oscilacemi (Thumlert et al. 2014).

Navzdory vysoké variabilitě poklesu sněhových srážek je pokles sněhových srážek a počtu dní se sněhovými srážkami patrný ve všech horských pohořích západního Himaláje (Pir Panjal, Shamsawari, Velký Himaláj, Karakoram) od konce 80. let 20. století. Trendy souvisí s nárůstem maximální (větší nárůst) a minimální teploty vzduchu (menší nárůst) a v západním Himaláji s výjimkou pohoří Karakoram, kde maximální i minimální teplota vzduchu klesá. Možným vysvětlením růstu teploty vzduchu může být variabilita oblačnosti, kdy nižší oblačnost propustí více slunečního záření a zvyšuje tak maximální teplotu. Pokles pevných srážek je pravděpodobně vysvětlen kombinovaným efektem klimatické změny a mezoměřítkového vlivu orografie v západním Himaláji (Shekhar et al. 2010). Přehled výše uvedených trendů z jednotlivých studií je znázorněn v Tabulce 1.

Na území ČR – v Jizerských horách je pozorován malý nárůst srážek a vodní hodnoty sněhu. Počet dní se sněhovou pokrývkou, maximální výška sněhu a počet dní se sněhovými srážkami mírně klesá (Vajskebr et al. 2013). Průměrná roční teplota vzduchu v ČR se zvýšila o $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ oproti referenčnímu období (1961-1990) v posledních dvou desetiletích (ČHMÚ 2011a). Roční srážkové úhrny v ČR jsou výrazně meziročně proměnlivé, přesto je zřejmý mírný pokles trendu od 90. let minulého století. Model ALADIN-CLIMATE CZ simuluje vzrůst teploty vzduchu o $1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ a mírný nárůst ročních srážkových úhrnů o $4\text{ }\%$ do roku 2030 dle scénáře A1B v porovnání s referenčním obdobím (ČHMÚ 2011b).

Tabulka 1: Studie zabývající se klimatickými trendy různých proměnných, regionů a období. Zdroj: Vlastní zpracování.

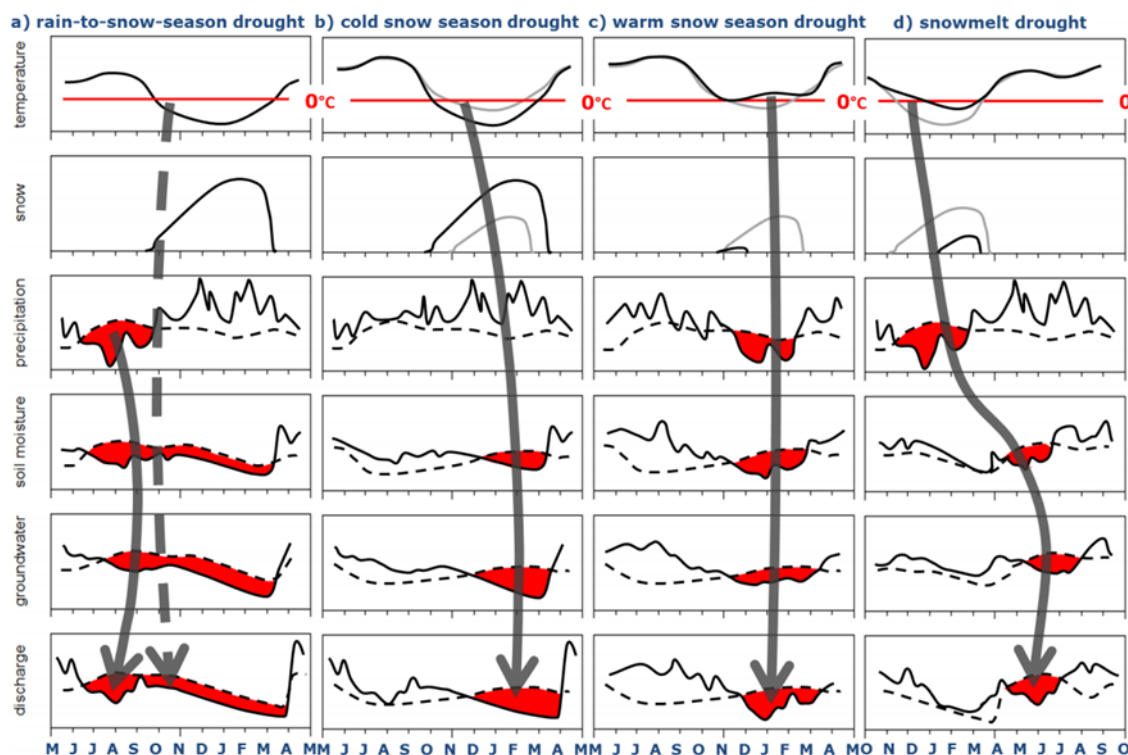
autoři	oblast	období	trendy klimatických proměnných (převážně p<0,05)	počet stanic	nadmořská výška (m n. m.)
Feng & Hu (2007)	Severozápad západního pobřeží, centrální USA, východní US	1949-2005	pokles SJP 287-374 stanic	374	
Krovičes et al. (2006)	západ USA	1949-2004	pokles SJP a akumulace sněhu, dřívější doba tání sněhu		
Kuniel et al. (2009)	9 klimatických regionů	1937-2007	nárůst zimní a jarní teploty vzduchu	440	
Fassadit et al. (2016)	Severní Velké Plániny: Kansas, Nebraska	1951-2010	pokles v západní a střední části východního pobřeží, jarní část povodí Missouri	20	733 - 1080
Melis and Vincent (2011)	Jižní Dakota, východní část Kolorada a Wyomingu	1950-2009	nárůst T mín, srážek, pokles SJP u 32 stanic, pokles dní se sněhovou pokrývkou		
Vincent et al. (2015)	celá Kanada	1900-2008	nárůst sněhových srážek o 4%, nárůst SPA	464	
	jižní Kanada (juné od 60° s.š.)	1948-2012	nárůst ročních srážek o 6,8 %, nárůst SPA		
	jižní Kanada (juné od 60° s.š.)	1900-2012	nárůst T teplejší zimy a jarní, nárůst SPA		
		1900-2012	nárůst T SPA		
		1950-2012	pokles SJP, posunutí se sněhovou pokrývkou (>2cm)		
			dřívější tání sněhu		
Bellair et al. (2016)	Kanada, Britská Kolumbie, Národní park Glacier	1969-2014	ne-signifikanční trend SJP (p<0,05), pokles SCE a SNO nárůst zimní teploty	2 stanice	1315- 1905
Serquet et al. (2011)	Švýcarsko	1961-2008, 1979-2008	pokles zimních SJP pro všechny stanice ve všech nadmořských výškách 60 % signifikance pro 1961-2008 a 29 % pro období (1979-2008)	76	
Marty & Baudet (2012)	Švýcarsko	1961-2008, 1979-2008	60 % signifikance pro 1961-2008 a 29 % pro období (1979-2008)	76	200-2700
Scherer et al. (2013)	Švýcarsko	1990-2010	pokles SCE, pokles sněhových srážek	25	200-2500
		1864-2009	NIS, MAMIS, DMSF, DMSF, pokles 1980-1990, po roce 2000 nárůst	9	450-1860
			NIS, DMSF pouze mírný pokles		
Scherer et al. (2013)	Švýcarsko	1960-2009 (50-80 let) výška sněhu, nový snh		71	
Huntington et al. (2004)	Nová Anglie	1949-2000	pokles SJP 11, 21	21	
Sheldon et al. (2010)	západní Himaláje	1988-2008	nárůst průměrné, maximální, minimální T		
Taleuchi et al. (2008)	Japonsko - ostrov Honšú	1917-2007	nárůst T, pokles srážek, SJP výšky sněhu	4 pobřeží, 55 stanic	

2.2 Terminologie - sucho, hydrologické sucho a nízké průtoky

Sucho je opakovaný přírodní hazard (Wilhite & Glantz 1985). Je označováno za plíživou pohromu, protože se vyvíjí pomalu a těžko se detekuje, a proto má rozmanité a nepřímé následky (Mishra & Singh 2010). Sucho je také definováno jako opakovaný, celosvětový fenomén vykazující proměnlivé regionální prostorové a časové charakteristiky a charakterizuje období s podprůměrnou dostupností vody (Mishra & Singh 2010, Sheffield and Wood 2011). Je charakterizováno zpravidla více faktory než jen nízkými průtoky (Smakhtnin 2001). Rozlišuje se pojem **doba opakování výskytu sucha (drought frequency)**: tedy jak často se sucho opakuje a **extremita sucha (drought severity)** - síla dopadů sucha. Mishra & Singh (2010) provedli rozsáhlou rešerši základních mechanismů sucha, klasifikaci sucha, indexy používané pro detekci sucha a vztahy mezi suchem a velkoprostorovými klimatickými proměnnými. Extremita sucha je vyjadřována standardizovanými indexy jako Standardized Precipitation Index SPI (McKee et al., 1993), Standardised Groundwater level Index SGI (Bloomfield et al. 2013), SMRI (Standardized Snow-melt and Rain Index), což je extenze SPI pro povodí ovlivněných sněhem. Výhoda SMRI spočívá v zahrnutí akumulace a tání sněhu pro detekci hydrologického sucha bez použití sněhových dat (Straudinger et al. 2014).

Hydrologické sucho vyjadřuje nedostatek vody v hydrologickém systému a projevuje se abnormálně nízkými stavy v povrchových vodách - nízkými průtoky v řekách, nízkou hladinou vody v jezerech, nádržích a nedostatkem podzemní vody (Van Loon 2015). Odlišují se pojmy **doba trvání hydrologického sucha (hydrological drought duration)** a **nedostatek vody v suchém období (hydrological drought deficit)**. Tyto pojmy jsou vzájemně spjaté – nedostatek vody se s prodlužující dobou trvání sucha zvyšuje (Mishra et al. 2009; Wong et al. 2013). Trvání hydrologického sucha a deficit vody v suchém období jsou řízeny klimatickými proměnnými a charakteristikami povodí. Doba trvání sucha je primárně řízena uchováním vody v povodí a je často vyjádřena jako Base flow Index. Base flow Index se používá jako proxy proměnná vyjadřující kombinaci charakteristik povodí (související se skladováním a propuštěním vody z povodí, tedy geologií a využitím půdy). Doba trvání sucha je také řízena délkou období s nedostatkem srážek. Převažuje však vliv charakteristik povodí. Naopak nedostatek vody v suchém období je řízen vlhkostí povodí: průměrnými ročními srážkami a nadmořskou výškou, která odráží sezónní uchování vody ve sněhové pokrývce a v ledovcích. Je tedy převážně řízen klimatickými proměnnými, což platí pro měřítka managementu vodního hospodářství, tedy regionální a národní úroveň (Van Loon & Laaha 2015). Takto můžeme

rozlišit povodí, která jsou náchylná k době trvání hydrologického sucha a která jsou náchylná z důvodu nedostatku srážek. Loon et al. (2014) vytvořili klasifikaci hydrologického sucha dle spouštěcích faktorů a procesu vývoje sucha. Klasifikace je důležitá pro predikci hydrologického sucha. V regionech ovlivněných sněhem má největší dopad **„dešť-o-sněhové sucho“ (rain to snow season drought)**, které vyvolává nízké hladiny podzemní vody na konci zimy. Nižší zásoby podzemní vody tak mohou ovlivnit nízké průtoky v létě. **„Sucho tání sněhu“ (snowmelt drought)** je charakterizováno podprůměrným kulminačním průtokem v době jarního tání sněhu, který je způsoben sníženou akumulací sněhu v zimním období, jež je způsobena nedostatkem sněhových srážek z důvodu zvýšených teplot vzduchu. Toto sucho je více sezónním suchem, neboť meteorologické podmínky v jedné sezóně (zimě) vyvolají hydrologické sucho v druhém období (jaro) a vliv nedostatku srážek je zde zpožděn, protože jsou zadrženy sněhovou pokrývkou. Interakce teplot a srážek určuje dobu akumulace, tání, opětovného zmrznutí sněhu, infiltraci a odtoku. Dalším typem je **„sněhové sucho v chladném období“ (cold snow season drought)**, které se liší od předešlého zpožděním maxima tání sněhu, ale maximum průtoku není podprůměrné. Stejně tak **„sněhové sucho v teplém období“ (warm snow season drought)** se liší dřívějším táním sněhu, ale nemá podprůměrné maximum (Van Loon et al. 2015) (Obr. 1). Dále je některými autory definováno **„sucho podzemní vody“ (groundwater drought)** charakterizované podprůměrnou hladinou podzemní vody (Mishra & Singh 2010; Peters et al. 2006) a **„sucho povrchového odtoku“ (streamflow drought)** projevující se podprůměrnými průtoky řek (Smakhtnin 2001; Feyen & Dankers 2009). Hydrologické sucho může postihnout rozsáhlé oblasti a trvat měsíce až roky, což má devastující dopad na ekonomický i ekologický systém (Sheffield and Wood 2011). Jedny z ovlivněných sektorů jsou zásoby pitné vody, zavlažování a vodní doprava (European Environment Agency 2007; Stahl et al. 2012).



Obr. 1: Vývoj různých typů sucha určený anomáliemi teplot a srážek. Černé linie představují časové řady jednotlivých proměnných. Šedé linie znázorňují dlouhodobý průměr teploty vzduchu a sněhu, čárkované linie reprezentují prahové hodnoty a červené oblasti značí výskyt suchých období. Vývoj sucha je označen šipkami, čárkovaná šipka značí nedostatečné doplnění zásob a tedy prodloužené období hydrologického sucha. Zdroj: (Van Loon et al. 2015).

Nízké průtoky jsou charakterizovány jako minimální hodnoty průtoku v roce a jsou součástí většího fenoménu sucha. Hydrologie nízkých průtoků je disciplína, která se zabývá minimálními průtoky v řece během suchých období. Nízké průtoky jsou běžně udržovány podzemní vodou, povrchovým odtokem z jezer, močály nebo tajícími ledovci a sněhem. Časová (doba trvání nízkých průtoků) a prostorová složka (regionální rozmístění) nízkých průtoků je vzájemně propojena. Je důležité pochopit mechanismus vlivu fyzicko-geografických faktorů – podnebí, topografie, geologických a půdních vlastností na nízké průtoky. Znalost velikosti a četnosti výskytu nízkých průtoků je klíčová pro plánování zásobení vodou, udržení kvality a kvantity vody pro zavlažování, rekreaci a ochranu ohrožených druhů (Smakhtnin 2001).

2.3 Faktory ovlivňující nízké průtoky

Množství vody v řece je výsledkem komplexních přírodních procesů v povodí. Doplnění vody je řízeno klimatickými faktory, tedy převážně množstvím srážek. Kapacita

množství podpovrchové vody a její čerpání povrchovými toky je určeno fyzicko-geografickými vlastnostmi povodí. Hlavní přírodní faktory ovlivňující režim nízkých průtoků v tocích v suchém období jsou:

- druhy půd a jejich infiltrační vlastnosti,
- rozsah a hydraulické vlastnosti podzemních zvodní,
- množství, četnost a rychlost doplnění vodou,
- intenzita evapotranspirace,
- prostorové rozmístění vegetačních typů,
- topografie a podnebí.

Tyto faktory se podílí jak na doplnění tak i ztrátách vody v povrchových tocích v suchém období (Smakhtnin 2001).

2.3.1 Udržitelnost nízkých průtoků v suchém období

Proudění vody v tocích za nízkých průtoků je většinou udržováno díky zásobám podzemní vody. K čerpání podzemní vody dochází v místě, kde koryto toku protíná freatickou zónu odvodňující zvodně. Nízké průtoky jsou udržitelné, když:

- 1) odvodňované zvodně jsou sezónně doplňovány dostatečným množstvím vody,
- 2) je mělké uložení hladiny podzemní vody, aby mohlo dojít k protnutí s korytem toku,
- 3) velikost zvodní a hydraulické vlastnosti jsou dostatečně velké, aby řekou protékala voda po celou dobu suchého období (Smakhtnin 2001).

Řídící mechanismus nízkých průtoků je značně ovlivněn geologií povodí. Důkazem je toho například Stoelzle et al. (2014), který ukázal, že krasové, vápencové a dolomitové podloží je krátkodobě náchylné k suchým obdobím na rozdíl od porózních a kompaktních hornin v německých povodích. Nízké průtoky řek mohou být udržovány i díky jezerům, s kterými jsou vzájemně hydraulicky spjaty. Mechanismus jezer je řízen laterálním přenosem vody. Ledovce a sníh tlumí kolísání odtoku a udržují vodu v tocích v suchých obdobích (Smakhtnin 2001).

2.3.2 Pokles průtoků v suchém období

Příčinou úbytku vody v povrchových tocích je:

- 1) přímá evaporace ze stojaté (vodní plochy a mokřady) či tekoucí vody v korytě řeky,
- 2) evaporační a transpirační ztráty z prosakování v místě, kde podzemní voda nebo půdní voda odtéká do toku,
- 3) doplňování podzemní vody v místě strukturních poruch, zlomů – infiltrace vody z toku do podloží,

- 4) ztráty dané podložím - nekonsolidovaný naplavený materiál,
- 5) ztráty - zvlhčení suchých půd, které tvoří břehy potoků (za přítomnosti hustých břehových porostů – podpora zvýšené evapotranspirace) (Smakhtnin 2001).

2.3.3 Antropogenní vlivy ovlivňující velikost průtoků

Antropogenní vlivy, jež mají dopad na zvýšení či pokles nízkých průtoků:

- 1) čerpání podzemní vody,
- 2) umělé odvodnění údolních den půd pro potřeby zemědělství nebo stavbu budov, změn vegetačního režimu v údolích způsobených kácením nebo výsadbou,
- 4) zalesnění a odlesnění celého nebo části povodí,
- 5) přímé dopady redukující průtoky v suchém období - čerpání vody z toků pro průmyslové, zemědělské nebo komunální účely, výpustě odpadních vod do toků, zavodnění a konstrukce přehrad a následné regulace režimu toku (Smakhtnin 2001).

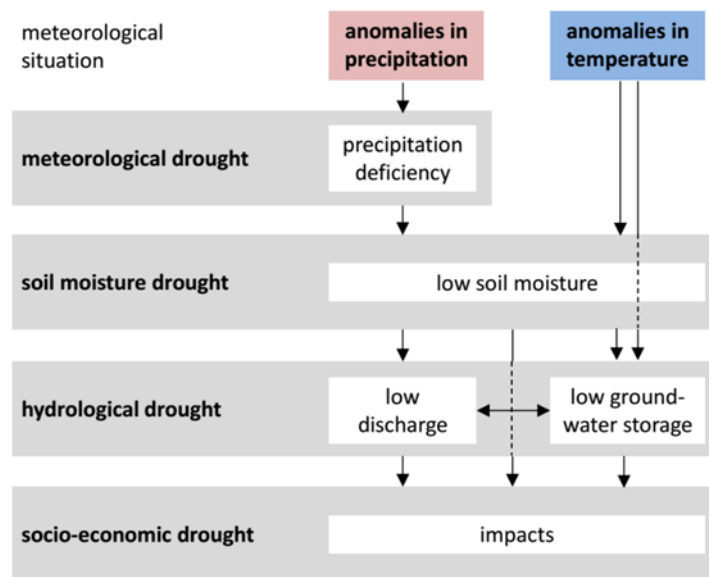
2.4 Hydrologické procesy sucha

2.4.1 Šíření sucha - vývoj meteorologického, půdního a hydrologického sucha

Hydrologické sucho je ovlivňováno atmosférickými a hydrologickými procesy, které udržují vlhkost vzduchu v atmosféře, uchovávají vodu a udržují povrchový odtok (Mishra & Singh 2010). Atmosférické procesy řízené klimatickou variabilitou vyvolávají šíření hydrologického sucha (Sheffield and Wood 2011). Obecně platí, že s prodlužující dobou nedostatku srážek klesá množství vody v hydrologickém oběhu. Úbytek srážek může být způsoben blokující tlakovou níží (Fleig et al. 2011) nebo anomáliemi teploty. Ty vznikají v důsledku delšího působení mrazu v zimním období v povodí ovlivněných sněhem (Van Loon & Van Lanen 2012). Anomálie teploty i srážek vznikají i působením atmosférických či oceánských oscilací (Kingston et al. 2013). Atmosférické oscilace řídí prostorové rozmístění a významnost trendů, nicméně nejsou jedinou příčinou vysvětlující variabilitu dlouhodobých trendů klimatických proměnných (Vincent et al. 2015).

Nedostatek půdní vlhkosti je způsoben evaporací z půdy, evapotranspirací rostlin, odvodněním do podzemní vody a do povrchových toků. Za suchého období je většinou odvodnění a odtok malý, avšak evapotranspirace se může zvýšit vlivem zvýšené radiace, rychlosti větru nebo nižšího tlaku par (způsobený nedostatkem vlhkosti či zvýšenými teplotami). Tyto procesy zvyšují aktuální evapotranspiraci, která zvyšuje ztráty vody z půdy a otevřených vodních ploch (Van Loon 2015).

Nedostatek půdní vlhkosti snižuje množství transportované vody do podzemí, což vede k poklesu hladiny podzemní vody. Výška hladiny podzemní vody závisí na podmínkách předcházející suchu a rychlosti úbytku vody. Ta závisí na množství doplňované, zadržené a odváděné vody. Reakce podzemní vody na klimatickou změnu se projevuje s prodlevou a neprojevují se velké sezónní i roční výkyvy. Průtok závisí na zásobách zadržené vody. S klesající hladinou podzemní vody se prodlužuje délka působení sucha a snižuje se povrchový odtok. V období sucha je tok udržován především základním odtokem. Naopak rychlá složka odtoku - přímý odtok, jej formuje za vlhčích období a za sucha je omezen. Předěšlé zřetězení procesů je označeno jako „šíření sucha“ (Obr. 2). Propojení vztahů mezi srážkami, půdní vlhkostí, doplněním podzemní vody a jejím čerpáním vodními toky je relativně starý koncept, nicméně v kontextu sucha je poměrně novou informací (Van Loon 2015). Pro predikci hydrologického sucha a výběru povodí či regionů náchylných k suchu je potřeba pochopit také vliv klimatických proměnných a charakteristik povodí na mechanismus sucha (Van Loon & Laaha 2015).



Obr. 2: Schéma zobrazující vývoj sucha. Zdroj: (Van Loon et al. 2014).

2.4.2 Vliv podnebí a charakteristik povodí na hydrologické sucho

Šíření hydrologického sucha je závislé na klimatických faktorech a charakteristikách povodí (Sheffield and Wood 2011). Vlivem podnebí na hydrologické sucho se zabývali Van Lanen et al. (2013) a Van Loon et al. (2014). Průběh hydrologického sucha je odlišný v relativně neměnném klimatu a v klimatických pásech s výraznou sezonalitou.

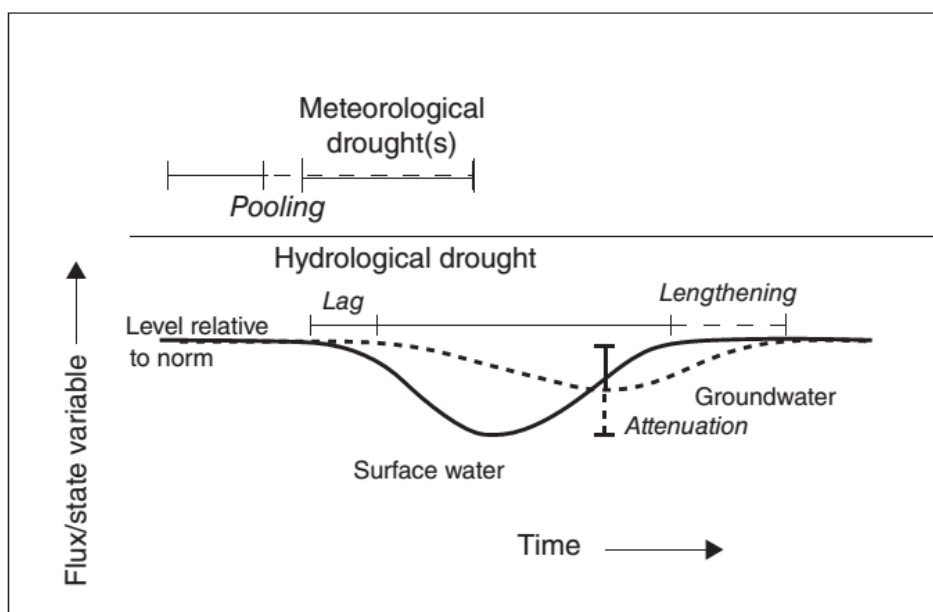
V teplém sezónním podnebí, doplnění vody probíhá ve vlhkém období. Výskyt sucha ve vlhkém období může zhoršit extremitu sucha v suchém období, kdy vliv potenciální evapotranspirace je vyšší než srážky. Tento typ sucha se projevuje ve Středozeří, savanách a oblastech ovlivněných monzuny. Role evapotranspirace je však nejistá (Van Loon et al. 2014). Meziroční variabilita evapotranspirace je nízká, nicméně sezónní variabilita evapotranspirace se mění vlivem oteplování (Godsey et al. 2014) a ovlivňuje výskyt nízkých letních průtoků (Teuling et al. 2013). Výsledky Teuling et al. (2013) a Jeníček et al. (2016) ukázaly, že variabilita maximální vodní hodnoty sněhu (SVH) a srážek je vyšší než meziroční evapotranspirace v teplém období ve švýcarských povodích. Kriaučiūnienė et al. (2012) výsledky také ukázaly, že srážky mají větší vliv na výskyt suchých období v létě než teplota vzduchu vyjadřující evapotranspiraci. Z modelu RHESSYS testovaném na dvou povodích v pohoří Sierra Nevada v USA vyplývá, že evapotranspirace se zvyšuje na jaře, snižuje se v létě a doba maximální evapotranspirace se posunuje o 3 až 4 týdny do dřívějšího období vlivem oteplování (Godsey et al. 2014). V prostředí ČR bude zvýšená evapotranspirace pravděpodobně vyvážena množstvím srážek (ČHMÚ 2011a, Zahrádková et al. 2015).

Sněhové procesy ovlivňují šíření sucha v oblastech s charakteristickým chladným podnebím, kde je teplota nižší než 0 °C a kde se akumuluje sníh. Ve sněhu se hromadí voda a zmrzlá půda brání doplnění podzemní vody, proto v zimě klesá hladina podzemní vody a povrchový odtok. Tání sněhu ovlivňuje hydrologické procesy - dobu doplnění zásob podzemní vody a odvodnění podzemních zásob do povrchových toků (Huntington & Niswonger 2012). Zmrzlá půda brání průsaku vody do podzemí v zimě a může zapříčinit rychlý přímý odtok, když se tající sníh a srážky nemohou infiltrovat do půdy. Tyto procesy snižují doplnění podzemní vody, což může zhoršit a vyvolat sucho podzemních vod. Stähli et al. (2001) však tvrdí, že reakce odtoku závisí na procentu jeho zalesnění. Zmrzlá půda v zalesněných povodích nezrychluje povrchový odtok během tání sněhu jako je to u nezalesněného povodí.

V aridním podnebí je výskyt suchých období nepravidelný a většinou trvá po delší období, neboť srážek je málo. Povrchový odtok je závislý na množství čerpané podzemní vody a projevuje se nízkými průtoky v bezsrážkovém období.

Sdružování a útlum meteorologického sucha, zpoždění hydrologického sucha oproti meteorologickému a prodloužení suchého období jsou ovlivňovány charakteristikami povodí (Van Lanen et al. 2013) (Obr. 3). Smakhtnin (2001) shrnul dosavadní mezinárodní výzkumné

iniciativy nízkých průtoků. Smakhtin (2001), Eng and Milly (2007) a Laaha et al. (2013) zkoumali vliv charakteristik povodí na nízké průtoky. Van Lanen et al. (2013) analyzovali roli podnebí a fyzických charakteristik povodí - půdy a podzemní vody, aby objasnili mechanismus sucha. K výsledkům dospěli modelováním a využili historická klimatická data z celého světa reprezentující různé Köppen – Geoger klimatické pásy.



Obr. 3: Prvky charakterizující vývoj meteorologického sucha v hydrologické: sdružení, zpoždění, útlum a prodloužení období sucha. Zdroj: Van Loon (2015).

Pro vývoj hydrologického sucha je nejdůležitější kapacita zadržení vody v povodí. Sníh, led, rašelinné močály, půdní profil (zejména, když jsou stavy podzemní vody nízké), jezera a přehradý představují hlavní rezervoáry vody v povodí (Laaha et al. 2013). Kapacita zadržení vody a odvodňovací vlastnosti povodí jsou dány klimatickými faktory (sníh a led), geologickými vlastnostmi povodí (procento nepropustného podloží a typ horniny), morfologickými tvary zemského povrchu, půdními vlastnostmi (půdní strukturou a zrnitostí), typem odvodňovacího systému, využitím půdy a krajinným pokryvem. Obecně povodí s rychlou odezvou odtoku mají častější, ale kratší období nízkých průtoků. Naopak pomalu reagující povodí vykazují nižší četnost období s nedostatkem vody, ale mohou trvat déle (Laaha et al. 2013, Van Lanen et al. 2013).

Průměrná nadmořská výška, plocha a sklonitost povodí jsou hlavními řídicími prvky citlivosti povodí k suchu (Staudinger et al. 2015). Výsledky Staudinger et al. (2015) ukázaly, že výše položená a sklonitější švýcarská povodí jsou méně citlivá k následkům sucha z důvodu

vyšší sněhové akumulace a vyšší kapacity zadržení vody. Nicméně výsledky Jeníček et al. (2016) upozorňují, že citlivost nízkých průtoků ke změnám maximální vodní hodnoty sněhu by se mohla zvýšit ve švýcarských povodích ve vyšších nadmořských výškách. Nadmořská výška ovlivňuje také délku působení sněhových parametrů na nízké průtoky. V semiaridním podnebí Kalifornie se projevil vliv množství sněhové akumulace i předchozího roku na nízké průtoky (Godsey et al. 2014), tento vliv se ale neprojevil a ani nebyl předpokládán v mírném vlhkém podnebí Švýcarska (Jeníček et al. 2016). Dle simulací srážko-odtokového modelu krajinný pokryv konkrétně procento zalesnění nemělo vliv na citlivost povodí k suchu (Staudinger et al. 2015). Literatura je nejednotná ohledně vlivu dalších charakteristik povodí. Například analýzy Eng and Milly (2007) ukázaly, že charakteristiky povodí - plocha povodí a druhy půd ovlivňují nízké průtoky. Výsledky Van Lanen et al. (2013) ale nepotvrzují, že druhy půd s různou kapacitou půdní vlhkosti a) hrubý písek, b) prachová hlína c) písčitá hlína měly vliv na charakteristiky hydrologického sucha (počet dní, trvání a standardizovaný deficit objemu). Naopak systémy podzemních vod (s rychlou, střední a pomalou odezvou) ovlivňovaly charakteristiky hydrologického sucha ve všech klimatických pásech, ale více samozřejmě v těch vlhčích (Köppen A, C, D). Rovníkové a mírné klimatické pásy (A, C) mají dvojnásobnou četnost událostí sucha než suché a polární klimatické pásy (B, E) a doba trvání sucha je o polovinu kratší (Van Lanen et al. 2013). Významnou charakteristikou povodí jsou geologické vlastnosti, které determinují vývoj hydrologického sucha (Bloomfield et al. 2013). Vliv podzemní vody na nízké průtoky v letním období bude detailněji popsán v následující kapitole.

2.4.3 Vliv zásob podzemní vody na letní nízké průtoky

Významným rezervoárem mimo sněhovou pokrývku je podzemní voda (Aeschbach-Hertig & Gleeson 2012). Podzemní voda poskytuje 1/3 zdrojů pitné vody, zásobuje z 36 % vodou domácnosti, 42 % zemědělství a 27 % průmysl (Döll et al. 2012). Podzemní voda udržuje základní odtok v řekách, jezerech a mokřadech během suchých období s nedostatkem srážek. Nízké hladiny podzemní vody snižují základní odtok, který trvá po delší období v roce. Menší zásoby podzemní vody mohou ohrozit zásobování domácností a zemědělství, udržení ekologických funkcí – udržení přirozených habitatů pro ryby a vodní organismy (Allen et al. 2010).

Problematika změn klimatu ve vztahu k podzemní vodě byla opomíjena ve 3. a 4. hodnotící zprávě IPCC. Až studie Dragoni & Sukhija (2008) vysvětluje základní interakce podzemní vody a podnebí. Jefferson et al. (2008) se zabývali působením podzemní vody, tání

sněhu a podnebí na průtoky v různých časových měřících využitím historických dat. Tague & Grant (2009) analyzovali dopady klimatických změn na akumulaci a tání sněhu a zásoby podzemní vody za využití historických průtokových dat a fyzikálně založeného, hydro-ekologického modelu RHESys. Mayer & Naman (2011) zkoumali odezvu povrchového odtoku na klimatické trendy zkoumáním geologických vlastností a nadmořské výšky. Dále Beaulieu et al. (2012) se zabývali propojením mechanismu odtoku a tání sněhu jako potenciálního množství vody k doplnění podzemní vody s udržení povrchového odtoku v tocích v letním období. Safeeq et al. (2013) studovali vliv typů účinnosti odvodnění a dynamiky sněhové pokrývky na trendy letních průtoků.

Zadržovaná voda pod povrchem zmírňuje a opoždí reakci povrchového odtoku na tání sněhu, tlumí účinky srážek a udržuje vodní toky v době nedostatku vody. Množství, doba doplnění a čerpání podzemní vody závisí na:

- a) kapacitě rezervoáru zadržení vody
- b) propustnosti podloží
- c) typu odvodňovacího systému.

Vlastnosti geologického podloží regulují množství a kolísání hladiny podzemní vody (Allen et al. 2010). V případě, že voda z tání sněhu není přímo odváděna do povrchového toku, je zadržení vody pod povrchem významným procesem ovlivňujícím letní nízké průtoky. Výskyt letních nízkých průtoků tedy závisí na geologicky podmíněných zásobách podzemní vody a její míře čerpání (Jefferson et al. 2008). Kolísání množství podzemní vody závisí na množství a době tání sněhu na jaře, které ovlivňují výskyt minimálních a maximálních zásob podzemní vody (Okkonen & Kløve 2010).

Rozsáhlé systémy podzemních vod jsou především v oblastech bazaltového, vápencového podloží nebo v rozpukaném podloží (Jefferson et al. 2008). Více propustné podloží (písek a štěrk) reagují rychle na nedostatky vody, nicméně amplituda kolísání podzemní vody je tlumena díky střední až vysoké kapacitě uchování vody. Naopak málo-propustné horniny s nízkou kapacitou uchování vody mají charakteristické zpožděné nárůsty amplitud podzemní vody (Allen et al. 2010).

Obecně je za primární faktor ovlivňující odtokový režim považována nadmořská výška (Fiala et al. 2010), nicméně v současné době přibývá studií zdůrazňující důležitost vlivu geologických vlastností na odtokový režim v kontextu klimatické změny (Tague & Grant 2004;

Tague & Grant 2009; Arnell 2008; Mayer & Naman 2011; Jefferson et al. 2008, Van Lanen et al. 2013). Nadmořská výška ovlivňuje typ odtokového režimu v povodí - sněhový a dešťový tím, že s vyšší nadmořskou výškou klesá teplota. Geologické vlastnosti zprostředkovávají zásobení povrchového toku vodou (Mayer & Naman 2011). Tague & Grant (2009) upozorňují, že dynamika podzemní vody je stejně důležitá jako nadmořská výška ovlivňující sněhové podmínky. Výsledky studie Jefferson et al. (2008) dokonce ukázaly, že sezónní variabilita průtoků je primárně řízena geologickými vlastnostmi a sekundárně zimními a jarními teplotami.

2.5 Mechanismus propojení tání sněhu, podzemní vody a nízkých letních průtoků v povodí s odlišnými geologickými a odvodňovacími vlastnostmi

Objasnit vliv podzemní vody na nízké průtoky v letním období může analýza povodí odlišných geologických a odvodňovacích vlastností. Mechanismus podzemní vody a reakce povrchového odtoku je rozdílný v povodí, kde dominuje podzemní odtok vody a kde dominuje povrchový odtok. Zásoby podzemní vody klesají pomalu a udržují tak průtoky i přes sezónní a roční negativní vodní bilanci v povodí ovlivňovaném podzemní vodou. Naopak rychle klesající průtoky jsou pozorovány v povodí s převládajícím povrchovým odtokem, kde zásoby podzemní vody jsou každé léto vyčerpány (Jefferson et al. 2008).

Stejně tak odezva na změny tání sněhu, množství a doba tání je odlišná v povodí s převažujícím podzemním a povrchovým odtokem. Toky napájené především podzemní vodou jsou citlivější ke změnám množství a době tání sněhu z důvodu pomalejšího poklesu průtoků (efekt vlivu změn tání sněhu působí po delší dobu) a vyššího základního odtoku v létě než povodí s převládajícím odtokem (Tague and Grant, 2004; Jefferson et al., 2008; Tague et al., 2008). Povodí ovlivňované podzemní vodou má v porovnání s povodím, kde dominuje povrchový odtok vyšší základní odtok, vyrovnanější proudění (sezónní i roční) povrchového odtoku méně častý výskyt maxim průtoků, zároveň maxima dosahují menších hodnot a povrchový odtok reaguje s určitou prodlevou (Jefferson et al. 2008, Mayer and Naman 2011, Tague and Grant 2004). Toky, které jsou udržovány podzemní vodou, disponují více vody v létě a na podzim v porovnání s povodím s dominantním povrchovým odtokem ať už dešťovým či sněhovým režimem. Doba tání sněhu se vyskytuje dříve v roce a odtok klesá v letním období. Pokles základního odtoku od listopadu do října je větší u povodí s převažujícím povrchovým odtokem než podpovrchovým, jelikož systém podzemních vod udržuje přítoky a hlavní tok během suchého léta. Povrchové toky v povodích ve stejných klimatických pásech mohou

reagovat odlišně, a proto je třeba brát v potaz nejen klimatické proměnné, ale i geologické vlastnosti (Mayer and Naman 2011).

Příkladem oblasti s převažujícím působením systému podzemních vod je Vysoké Kaskádové pohoří, které je tvořené mladšími propustnými vulkanity. Naopak Západní Kaskádové pohoří je tvořeno staršími, zvětralými a nepropustnými vulkanity (Tague & Grant 2004). Ve Vysokém Kaskádovém pohoří byl pozorován větší absolutní pokles letních průtoků (Tague & Grant 2009, Chang & Jung 2010), avšak menší relativní pokles průtoků toků udržovaných podzemní vodou narozdíl od toků s povrchovým odtokem ve Vysokém a Západním Kaskádovém pohoří (Chang & Jung 2010). Rozdíly v odtocích v Kaskádovém pohoří jsou dány komplexním působením faktorů – vyšší nadmořské výšky, rozdílné akumulace a tání sněhu a geologických vlastností (Tague & Grant 2009a). Pomocí hydrologického modelování a následného teoretického vysvětlení bylo prokázáno, že letní průtoky jsou citlivější ke změnám v povodí silně ovlivněných sněhovými srážkami a v povodích s pomalým čerpáním z hlubokých podzemních vod (Safeeq et al. 2013). Z předešlých odstavců plyne významnost konexe podzemní vody a letních průtoků. Zahrnutí vlastností podzemní vody do modelů by tak mohla snížit nejistotu předpovědi a predikce letních nízkých průtoků (Tague & Grant 2009a; Van Lanen et al. 2013).

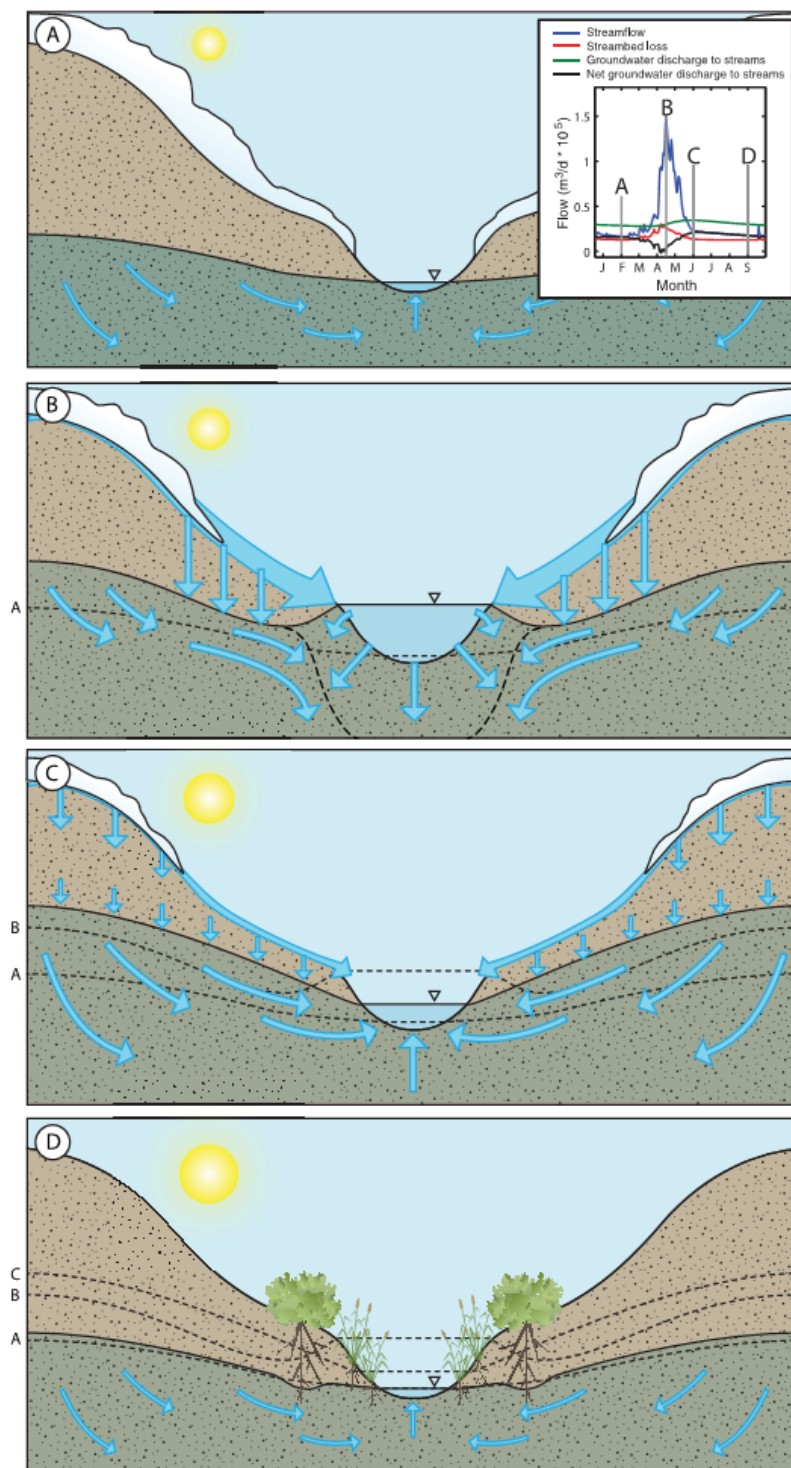
Na doplnění zásob podzemních vod se podílí sníh a déšť. Sníh je významnější složkou doplnění podzemních vod než déšť (Earman et al. 2006; Winograd et al. 1998), protože tání sněhu je proces relativně pomalý, který se vyznačuje nízkou intenzitou, a voda se tak může infiltrovat do podzemní vody. Earman et al. (2006) zjistili, že tání sněhu se podílí ze 40-70 % na doplnění zásob podzemní vody, přestože v povodích na jihozápadě USA je pouze 25-50 % průměrných ročních srážek sněhových. Tání sněhu doplňující podzemní vodu může vést k ustálenějšímu letnímu základnímu odtoku v povodí s dominancí sněhového režimu v porovnání s povodím s dešťovým režimem v Britské Kolumbii (Beaulieu et al. 2012).

2.6 Vliv srážek na letní nízké průtoky a sezónní změny čerpání vodních toků se sněhovým režimem

Allen et al. (2010) se domnívají, že vyšší úhrny srážek by mohly zvýšit doplňované množství podzemní vody, a zvýšit tak objem vody v tocích v teplém suchém období. Nicméně výsledky mechanismu povrchového/podpovrchového modelu za využití 12 GCM modelů (Globálních klimatických modelů) projektované na období 2010-2100 a historických dat srážek

a teplot ukázaly, že čerpaná podzemní voda udržující povrchové toky je v létě téměř vyprázdněna. To znamená, že se snižuje množství čerpané vody do toků a to i přes simulované nárůsty ročních srážek přispívajících k zvýšení hladiny podzemní vody. Zásoby podzemní vody jsou vyprazdňovány z důvodu dřívější doby odvodnění mělkých zvodní přilehlých k tokům. Pokles letních průtoků je způsoben zvýšením teplot a posunem období poklesu tání sněhu a je nezávislý na době doplnění podzemní vody či na srážkách. Z důvodu zadržení vody maximum čerpání podzemní vody tokem nastává v době poklesu tání sněhu a ne při nejintenzivnějším tání sněhu, kdy jsou doplňovány zásoby podzemních vod. Přesto však autoři doporučují tento vztah ověřit měřením průtoku toků a přilehlých mělkých zvodní. Výsledkem GCM projekcí povrchových a podzemních interakcí je průměrný 30% pokles letních průtoků. Z těchto výsledků plyne, že povodí s dominantním sněhovým režimem mohou být náchylnější k suchým obdobím, protože zvýšené srážky nevyváží klesající efekt (Huntington & Niswonger 2012).

Huntington & Niswonger (2012) sestavil koncept sezonního odvodnění povodí na základě simulovaných výsledků (Obr. 4). V zimě se akumuluje sněhová pokrývka a chladné podmínky neumožňují výrazné doplnění podzemní vody. Zásoby podzemní vody jsou na minimu, protože byly vyčerpány předchozí rok v létě a na podzim (2a). Na jaře intenzivně taje sníh, povrchový a hypodermický odtok doplňují vodu v korytě řeky a zvyšují vodní stav toku. Čerpání podzemní vody do toku je omezeno díky infiltraci vody hlouběji do podloží. Nadměrné čerpání by totiž zapříčinilo ztráty vody vybřežením (2b). Následně zvýšená vodní hladina toku opadá, podzemní voda postupně zásobí povrchový tok vodou, až dosáhne maxima (10c). Mělké zvodně v okolí toků jsou odvodňovány a množství čerpané podzemní vody vodními toky klesá. Letní průtoky dosáhnou minima během léta či počátkem podzimu (10d). Huntington & Niswonger (2012) předpokládají, že model procesu sezonní distribuce vody v tocích by mohl být reprezentativním pro mnohá horská povodí se sněhovým režimem odtoku.



Obr. 4: Sezónní změny čerpání vody pro tok se sněhovým režimem a) zima se zanedbatelným doplněním, zadržením a odtokem podzemní vody b) jarní tání, zvýšená vodní hladina, infiltrace vody do hlubších horizontů c) letní pokles vody, maximální napájení toku podzemní vodou d) pozdní podzimní útlum odtoku podzemní vody do povrchových toků. Zdroj: Huntington & Niswonger (2012).

2.7 Trendy nízkých průtoků a posun dne výskytu minimálního průtoku v letním období

Letní nízké průtoky jsou udržovány zásobami z rezervoárů podzemních vod, které jsou doplňovány táním sněhu (jelikož významný podíl zimních srážek je zadržen sněhovou pokrývkou) v povodí ovlivněných sněhem. Prostorovými a časovými trendy indikátorů hydrologického sucha odvozených z průměrných denních průtoků na hydrologických stanicích ČR se zabývali Fiala et al. (2010). Na předešlou práci Fiala et al. (2010) navázal Ledvinka (2015), který provedl analýzu na stejných datech, nicméně použil modifikaci Man-Kendalova (MK) testu a to ABBS-MK test (block bootstrap with the automatic selection of block length). Tato metoda bere v potaz jak krátkodobé, tak dlouhodobé přetrvávající trendy nízkých průtoků a lépe tak objasňuje jejich výskyt. Vajskebr et al. (2013) hodnotili potenciální změny, trendy a vztahy mezi meteorologickými (srážky, teplota a sněhové parametry) a hydrologickými proměnnými (odtok) v povodí v Jizerských horách na severu Čech. Pro trendy využili lineární regresi a neparametrický Mann-Kendalův test 1. řádu autokorelace a pro projekce využili model BILAN.

Ukázalo se, že většina trendů 7 denních nízkých průtoků v teplém období byla nesignifikantní (Fiala et al. 2010). Minoritní signifikantní trendy však poukazovaly na pokles květnových a červnových nízkých průtoků, pokles nedostatkových objemů vody (V_{355}), prodloužení délky období sucha a nárůst zimních průtoků. Pravděpodobnou příčinou pozorovaných trendů je zvýšení zimních teplot vzduchu, které snižují S/P. Objem vody nejspíše klesá z důvodu snížení počtu dní se sněhovou pokrývkou v horských stanicích (Ledvinka 2015). Trendy V_{355} byly významnější než trendy 7 denních průtoků ve 144 českých povodích (Ledvinka 2015). Pozorované trendy se nejvíce projeví na severovýchodě ČR především v pramenné části povodí Moravy a u levostranných přítoků Labe (Fiala, 2008). V nížinných oblastech došlo ke zvýšeným objemům V_{355} , ale zároveň k poklesu 7 denních letních nízkých průtoků způsobený pravděpodobně evapotranspirací.

Den výskytu letního minimálního průtoku se posunuje do dřívějšího období v roce (Fiala et al. 2010; Kriauciuniene et al. 2007; Ledvinka 2015) jak v nížinných, tak horských povodích nejspíše vlivem posunu doby tání (Ledvinka 2015). Posunutí doby tání může zapříčinit úbytek podzemní vody a projevit se nedostatkem vody v letním období. Minimální 7 denní letní průtoky se vyskytovaly od konce července do konce října, nejčastěji v srpnu a začátkem září (Fiala et al. 2010). Průměrné datum výskytu 7 denních nízkých letních průtoků bylo 28. srpna

za pozorované období (1961-2005) (Fiala et al. 2010). Stejně datum výskytu letních nízkých průtoků bylo pozorováno i pro povodí litevských řek (Kriauciuniene et al. 2007). Výskyt nízkých průtoků je důležitý pro management vod a predikci sucha.

2.8 Vztah mezi nízkými letními průtoky, dobou tání sněhu a maximální vodní hodnotou sněhu

Vztah sněhových proměnných a nízkých letních průtoků byl zkoumán v odlišných klimatických pásech. V prostředí suchého mediteránního podnebí se ukázalo, že letní nízké průtoky jsou ovlivňovány změnami maximální vodní hodnoty sněhu (SVH). Pokles SVH o 10 % vyvolal změny minimálního ročního průtoku o 9-22 % v povodí v pohoří Sierra Nevada v Kalifornii (Godsey et al. 2014). Nadprůměrný pokles průtoků v důsledku změn SVH je vysvětlován dřívější dobou počátku tání sněhu, maximální evapotranspirace a délkou období po které klesá průtok (Tague and Grant 2009). Po zimách s nižší SVH je doba doplnění podzemních vod z tání sněhu kratší, a prodlužuje se doba mezi táním sněhu a podzimními dešti a tedy i období sucha. Dřívější tání má vliv na posunutí počátku vegetačního období a tím pádem na dobu maxima evapotranspirace. Naopak v rocích s vyšší SVH sníh taje později a období poklesu vody v tocích je kratší (Godsey et al. 2014). Výsledky Jeníček et al. (2016) ukázaly, že v mírném vlhkém podnebí se vliv SVH na letní nízké průtoky postupně snižuje od června do září a roste jeho variabilita. Zároveň vliv sněhu je vyšší ve vyšších než nižších nadmořských výškách - citlivost nízkých průtoků ke změnám SVH byla prokázána dle lineárního regresního modelu dle Siegela. Ve studovaných švýcarských povodích situovaných v nadmořských výškách > 2000 m n. m by 10% pokles SVH zapříčinil pokles červencových nízkých průtoků o 6-9 %, v níže položených povodích < 2000 m n. m o 2-5 % ve sledovaném období.

Průměrné datum nízkých průtoků v letním období se vyskytovalo o 3-7 dní dříve při poklesu SVH o 10 %. Průměrný den tání závisí na SVH. Při poklesu SVH o 10 % se průměrný den tání sněhu posunul o 3-7 dní dříve (Godsey et al. 2014). Doba tání sněhu i výskyt letních nízkých průtoků závisí na nadmořské výšce, orientaci a teplotě vzduchu (Lundquist et al. 2004). Navíc jsou však nízké letní průtoky ovlivněny geologickými vlastnostmi uchování podpovrchové vody a míře čerpání vody (Jefferson et al. 2008), a proto je rozptyl hodnot závislosti nízkých průtoků a SVH vyšší než závislost doby tání sněhu a SVH.

Simulace modelu RHESSYS (Regional Hydro-ecologic Ecosystem Simulation System) ukazují, že nízké letní průtoky závisí jak na době tání sněhu, tak objemu SVH (Godsey et al. 2014). Letní nízké průtoky se budou snižovat a jejich doba výskytu se posune do dřívějšího období více v období s nedostatkem srážek než ve vlhkých obdobích. Hlavní příčinou poklesu SVH je změna skupenství srážek, která však neovlivňuje dobu tání sněhu. Teplota určuje počátek doby tání, nicméně má malý efekt na SVH (Godsey et al. 2014). Doba tání sněhu se posunuje do dřívějšího období a časové zpoždění mezi SVH a maximálním průtokem klesá, což znamená, že obecně sníh taje rychleji (Tichý 2012).

Godsey et al. (2014) zjistili, že nízké průtoky závisí na množství sněhové pokrývky předchozího i současného roku dle metody vícenásobné regrese v povodích na vulkanických a granitových/grandioritových hornin Kalifornie. Vlhký rok následovaný vlhkým vedl k vyšším průtokům než vlhký rok následovaný suchým. Vulkanické horniny (pyroxen, andezit) mají obecně vyšší kapacitu uchování vody v podzemí, proto efekt vlivu sněhu může být pozorován po delší časové období.

Godsey et al. (2014) se domnívají, že změny sněhové pokrývky na nízké průtoky nebudou zmírněny zvyšujícími se srážkami v prostředí Kalifornie. Předpoklad, že pokles SVH povede k snížení nízkých průtoků, podporují i simulace hydrologického modelu RHESSYS. V prostředí mírného vlhkého podnebí letní minimální průtoky závisí především na srážkách. V letech, kdy bylo málo sněhové pokrývky, ale dostatek dešťových srážek, se snížení letních nízkých průtoků neprojevalo. Nicméně v letech s podprůměrnou maximální vodní hodnotou sněhu a průměrnými srážky letní průtok poklesl značně oproti letům s nadprůměrnou SVH a stejným úhrnem srážek, což dokazuje i zřejmý vliv sněhu (Jeníček et al. 2016). Jeníček et al. (2016) také prostřednictvím score grafů ukázali, že ve výše položených švýcarských povodích sníh ovlivňuje letní nízké průtoky více než srážky v červnu. Tague & Grant (2009) se domnívají, že velikost nízkých průtoků v teplém období je výsledkem komplexního působení, a to změn ve skupenství srážek, doby tání sněhu, podpovrchového uložení vody a evapotranspirace. Posun doby výskytu nízkých průtoků je způsoben změnou skupenství srážek. Sníh je jen jeden z faktorů ovlivňující meziroční variabilitu nízkých průtoků (Tague & Grant 2009b; Jeníček et al. 2016).

2.9 Problémy vyvolané suchem

Běžnou mylnou domněnkou je, že sucho ohrožuje společnost pouze v semiaridních a aridních regionech, ale sucho může způsobit škody i ve vlhkých a studených regionech. Příkladem byly nedostatečné zásoby pitné vody a problémy s výrobou elektrické energie, které postihly Skandinávii v roce 2010 (Cattiaux et al. 2010). Dopady sucha 2015 s ním spjaté nízké průtoky omezily výrobu energie na řekách v jižním Německu, České republice, Polsku a v evropské části Ruska. Mimo to musel být pozastaven provoz vodních elektráren na severovýchodě ČR, kdy většina malých vodních elektráren nefungovala několik měsíců. Byla ohrožena vodní doprava ve Francii, Německu, evropské části Ruska a také vodní ekosystémy, jelikož některé rostliny nejsou schopny se vypořádat s minimálními stavy v tocích. Nízké letní průtoky způsobily intruzi slané vody v ústí řek, což mělo dopad na vodní brakitské i sladkomilné ekosystémy. Došlo k omezení turismu: volnočasových aktivit na vodních plochách kvůli nízkým vodním stavům v nádržích. Zároveň byla omezena i rekreace, protože byly vydány zákazy vstupů do lesa z důvodu potenciálního vzniku požáru. Problémům čelila i vodní doprava v Nizozemsku: přesněji problémy s náklady zboží, protože jsou zde mělké vody, ale i dopravou vody v důsledku nedostatku vody z horních toků ve Švýcarsku a jižním Německu. V Kalifornii se taktéž museli vypořádat s následky extrémního sucha 2015, jež vedlo k abnormálně nízkým vodním stavům v nádržích a nízké hladině podzemní vody a museli omezit využití vody pro zavlažování a domácí spotřebu (Van Lanen et al. 2016). Důkazem projevu nedostatku vody v českém prostředí byla například teplotně nadprůměrná zima 2013-2014, kdy nastaly problémy se zásobením pitné vody v Hradci Králové (Ledvinka 2015). Do budoucna se předpokládá úbytek vody v povrchových tocích ČR (Hanel et al., 2013).

3 DATA a METODY

3.1 Datové zdroje

Hlavní datové zdroje předkládané práce jsou průměrné denní průtoky z hydrologických profilů databáze Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ) a standardně měřené parametry sněhové pokrývky ve staniční síti ČHMÚ: celková výška sněhu (SCE), výška nově napadlého sněhu (SNO), vodní hodnota sněhu (SVH) a meteorologické proměnné: srážky (SRA) a teplota vzduchu (T). Mimo výše zmíněné parametry lze vypočítat pro některé klimatologické stanice vodní hodnotu sněhu vypočtenou (SVHV) z naměřených meteorologických prvků: denního úhrnu srážek, výšky nového sněhu, celkové výšky sněhu a průměrného denního tlaku par (Němec 2006). Přehled sněhových parametrů a jejich četnost a čas měření zobrazuje Tabulka 2. Analýzy jsou provedeny pro období 1980-2014, protože v tomto období jsou dostupná měření SVH pro všechny klimatické stanice (v některých stanicích se SVH začala měřit až v hydrologickém roce 1980).

Pro zpracování a analýzu dat byl využit statistický program R a MS Excel. Pro zpracování mapových výstupů byl použit software ArcGIS Desktop verze 10.2. Pro vizualizaci a tvorbu mapových výstupů posloužila Digitální databáze vodohospodářských dat (DIBAVOD) od Výzkumného ústavu vodohospodářského Tomáše Garrigua Masaryka (VÚV), ArcČR 500 verze 3.2 od ARCDATA PRAHA a Zeměměřičského úřadu (ZÚ), půdy ČR 1: 500 000 z Atlasu krajiny ČR a geologické vlastnosti GEO ČR 1: 500 000. Dále byly využity WMS služby – Základní mapa 1:50 000 (ZM 50) a vrstvy České informační agentura životního prostředí (CENIA). Digitální model reliéfu jednotlivých povodí byl vytvořen z databáze DMÚ 25. DMÚ 25 je vektorový model s intervalem vrstevnic po 5 m.

Časové řady meteorologických prvků: průměrné, minimální, maximální teploty vzduchu, tlaku vodních par a množství srážek byly homogenizovány a proběhla u nich kontrola kvality

měřených dat: viz práce Štěpánka et al. (2012). Homogenizace sněhových dat nebyla provedena.

Tabulka 2: Přehled měřených parametrů sněhové pokrývky v ČHMÚ.

měřený/vypočtený parametr	jednotka	četnost a čas měření
SCE celková výška sněhu	cm	denně, 7:00
SNO výška nového sněhu	cm	denně, 7:00
SVH vodní hodnota sněhu	mm	týdně v pondělí, 7:00
SVHV vodní hodnota sněhu vypočtená	mm	denně, 7:00

3.2 Výběr hydrologických, meteorologických stanic a povodí

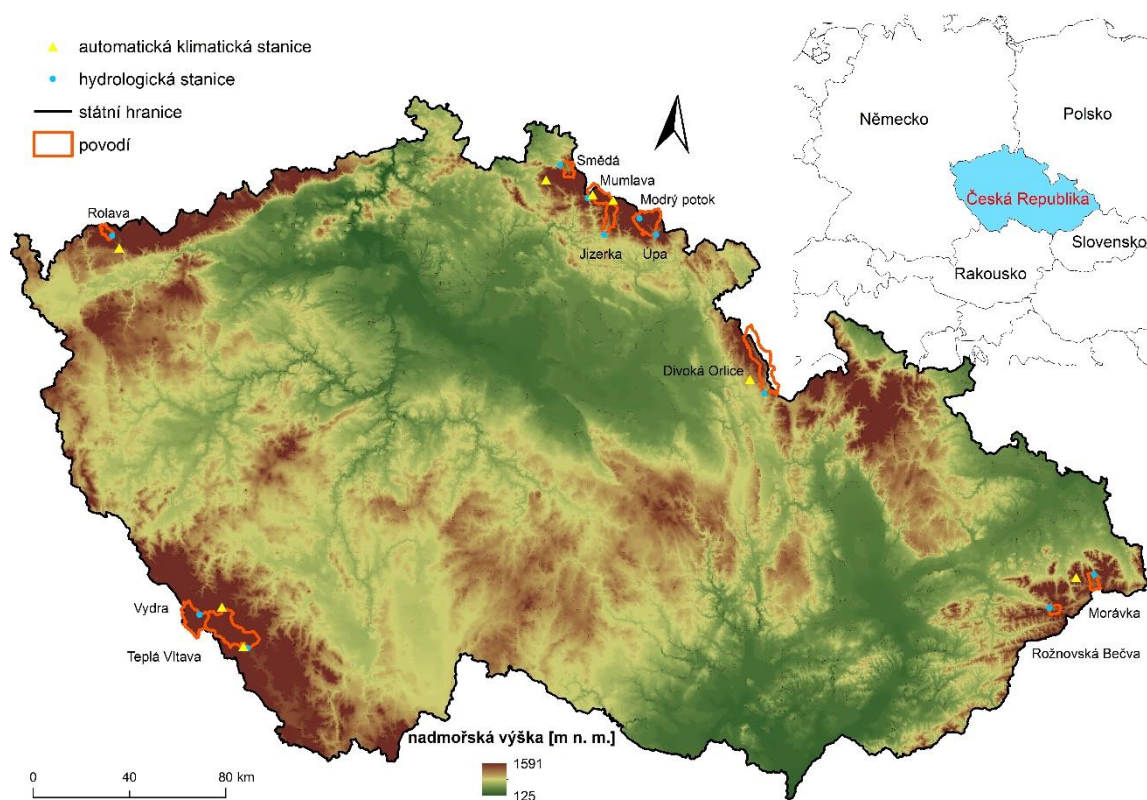
Výběr hydrologických stanic a povodí je podroben dvěma podmínkám:

- povodí musí být minimálně antropogenně ovlivněno, proto se vybíraly horské stanice nad přehradními nádržemi
- stanice musí mít dlouhé, souvislé časové řady hydrologických dat.

Kritéria výběru klimatologických stanic:

- k hydrologickým stanicím byla přiřazena nejbližší vhodná klimatologická stanice s dostupnými sněhovými parametry (SVH, SCE, SNO, SVHV, SRA)
- v případě volby více stanic byla vybrána ta s vyšší hodnotou Spearmanova korelačního koeficientu sněhových a hydrologických proměnných
- dlouhé, pokud možno souvislé časové řady meteorologických staničních dat.

Výše uvedená kritéria omezila výběr studovaných povodí. Bylo vybráno jedenáct povodí v horských oblastech (Obr. 5). Experimentální povodí jsou vymezena automatickými hydrologickými stanicemi uzavírající jejich profily. K vybraným povodím byly přiřazeny reprezentativní klimatologické stanice (Tabulka 3).



Obr. 5: Studovaná povodí v České republice.

Snahou bylo vybrat horská povodí, co nejméně ovlivněná antropogenní činností. Antropogenní vliv proto nebude v práci uvažován, jelikož se předpokládá eliminace jeho vlivu prostřednictvím kritérií výběru stanic. Původním záměrem bylo provést analýzy i v pohraničním území, především v německé části Krušných hor a Šumavy, nicméně pro německé klimatologické stanice nebyla volně dostupná vodní hodnota sněhu za požadované časové období 1980-2014, proto byla německá povodí z analýz vyřazena. Za dané časové období je ze sněhových parametrů volně stažitelná pouze výška sněhu na internetové stránce Deutscher Wetterdienst (DWD).

Tabulka 3: Hydrologické a jim přiřazené klimatologické stanice s průměrnými hodnotami maximální vodní hodnoty sněhu (SVH_{\max}), zimních srážek a podílu sněhových srážek (S/P).

povodí	hydrologický profil	nadm. výška hydrol. stanice [m n. m.]	klimatologická stanice	nadm. výška klim. stanice [m n. m.]	data od 1. 11. 1979 do 31.10.	průměrná SVH_{\max} [mm]	průměrné zimní srážky [mm]	S/P
Modrý potok	Modrý důl	1010	Labská bouda	1343	2014	619.4	589.2	0.39
Úpa	Horní Maršov	570	Labská bouda	1343	2014	619.4	589.2	0.39
Jizerka	Dolní Štěpanice	441	Labská bouda	1343	2014	619.4	589.2	0.39
Rožnovská Bečva	Horní Bečva	542	Lysá hora	1156	2014	365.2	542	0.38
Morávka	Uspolka	523	Lysá hora	1156	2014	365.2	542	0.38
Vydra	Modrava	973	Churáňov	1100	2014	200.4	506.1	0.33
Teplá Vltava	Lenora	761	Lenora-Houžná	818	2014	77.4	376.1	0.19
Smědá	Bílý potok	399	Bedřichov	775	2014	218.8	539.1	0.29
Mumlava	Janov-Harrachov	581	Harrachov	675	2011	233.4	687.8	0.31
Rolava	Chaloupky	805	Nejdek	671	2014	87.9	463.5	
Divoká Orlice	Kláštevec nad Orlicí	475	Rokytnice v Orlic. horách	567	2014	98	421.3	0.22

3.3 Popis studovaných povodí

Vliv parametrů sněhové pokrývky na minimální průtoky v teplém období byl hodnocen v jedenácti horských povodích České republiky v období 1980-2014 (Obr. 5). Studovaná povodí pokrývají rozlohu od 2,6 do 176 km². Plocha povodí byla vypočtena po hydrologické profily a pro tuto plochu byly počítány ostatní charakteristiky povodí. Průměrná nadmořská výška studovaných povodí je 728 - 1304 m n. m. Průměrný sklon jednotlivých povodí se pohybuje v rozmezí 4,1 – 22°. Průměrné minimální 7 denní průtoky experimentálních povodí nabývají hodnot od 0,07 do 1,99 m³.s⁻¹ (Tabulka 4). Pro klimatologické stanice reprezentující meteorologické a sněhové poměry ve studovaných povodích byla vypočtena průměrná maximální vodní hodnota sněhu (SVH_{\max}), která nabývala hodnot 77,4 – 619,4 mm, průměrné zimní srážky (376,1 – 687,8 mm) a podíl sněhových srážek (0,19 – 0,39) (Tabulka 3).

Tabulka 4: Vybrané charakteristiky povodí.

povodí	plocha povodí [km ²]	průměrná nadm. výška [m n. m.]	min nadm. výška [m n. m.]	max nadm. výška [m n. m.]	průměrná sklonitos[°]	data (od 1.11 do 31. 10. 2014)	prům. minimální 7 denní průtok [m ³ . s ⁻¹]
Modrý potok	2.6	1304	1020	1550	22.0	1967	0.07
Vydra	89.8	1140	975	1375	5.5	1967	1.99
Teplá Vltava	176.0	1011	762	1360	7.6	1967	1.88
Úpa	82.0	1041	575	1600	16.5	1967	1.52
Mumlava	51.3	965	585	1435	8.8	1967	1.02
Rolava	18.7	902	806	960	4.1	1967	0.46
Jizerka	44.2	844	444	1435	15.4	1967	0.69
Smědá	26.5	814	400	1120	14.9	1967	0.44
Morávka	22.2	767	530	1180	19.1	1967	0.23
Rožnovská Bečva	14.1	736	549	1020	14.1	1967	0.11
Divoká Orlice	153.6	728	480	1110	8.3	1967	1.72

Charakteristiky povodí – půdní druhy určují půdní vlhkost a půdní typy podmiňují infiltrační rychlost a retenční schopnost. Geologické vlastnosti ovlivňují množství zadržené podzemní vody a odtokový režim povrchových toků jednotlivých povodí (Van Lanen et al. 2013), proto jsou uvedeny v Tabulka 5. Mezi velmi odolné horniny střední Evropy patří například granity, čediče, ortoruly a krystalické vápence. Středně odolné jsou pararuly, arkózy, svory a fylity. Naopak nejméně odolné jsou písky, štěrkopísky, spraše a hlíny. Z hlediska propustnosti jsou nejvíce propustné krasové horniny a nejméně propustné jsou čediče. Zkoumat vliv půdních a geologických vlastností na nízké letní průtoky by však již bylo nad rámec řešení této práce, proto se jimi práce dále nezabývala.

Tabulka 5: Půdní typy a horniny podloží ve studovaných povodích v různých pohoří.

povodí	půdní typy	horniny	pohoří
Teplá Vltava	podzoly kambické, kambizemě kyselé a gleje fluvické	jednotvárná série moldanubika (svorové ruly, pararuly, migmatity) a granitové horniny - žuly; místy jsou kvartérní hlíny, spraše, písky a štěrky	Šumava
Divoká Orlice	podzoly kambické a kambizemě dystrické	proterozoické horniny, fylity, svory až pararuly a břidlice, také se zde vyskytují mesozoické horniny – pískovce a jílovce	Orlické hory
Smědá	podzol kambický	kompaktní granitické horniny (žuly, ortoruly a granulity) v moldanubiku a proterozoiku, částečně mělké kvartérní sedimenty	Jizerské hory
Vydra	podzol kambický, organozemě, gleje	jednotvárná série moldanubika (svorové ruly, pararuly, migmatity) a granitové horniny - žuly; místy jsou kvartérní hlíny, spraše, písky a štěrky	Šumava
Mumlava	podzol kambický a organozemě	především granitické žuly, dále proterozoické horniny – fylity, svory, pararuly a břidlice	Krkonoše
Úpa	podzol kambický, organozemě a nalezneme zde i rankery modální	proterozoické horniny – břidlice, fylity, svory až pararuly a také ortoruly a granulity	Krkonoše
Jizerka	podzol kambický a kambizem dystrická	paleozoické horniny zvrásněné a metamorfované – fylity a svory a vulkanické horniny (amfibolity, diabasy, melafyry a porfyry)	Krkonoše
Chaloupky	podzol kambický a organozemě	žuly, místy se vyskytují kvartérní písky, štěrkopísky, hlíny, spraše	Krušné hory
Rožnovská Bečva	kambizem kyselá a dystrická	převažují terciérní horniny alpsky zvrásněné (břidlice, pískovce)	Moravskoslezské Beskydy
Morávka	podzol kambický a kambizemě dystrické	mezozoické horniny alpsky zvrásněnými (břidlice, pískovce)	Moravskoslezské Beskydy
Modrý potok	podzol kambický, organozemě a nalezneme zde i rankery modální	proterozoické horniny – břidlice, fylity, svory až pararuly a také ortoruly a granulity	Krkonoše

3.4 Sněhové parametry a vývoj měření vodní hodnoty sněhu

Sněhová pokrývka je charakterizována různými parametry. Běžně měřené proměnné v automatických klimatologických stanicích ČR jsou: srážky, výška sněhu, výška nového sněhu

a vodní hodnota sněhu. Z těchto údajů se dá určit hustota sněhu. Hustota sněhu se může pohybovat od 0,05-0,15 pro prašan až po 0,5-0,6 pro firn. Led dosahuje hodnoty 0,9 (Bercha a Jiráček 2012). Z hydrologického hlediska je nejdůležitější vodní hodnota sněhu. Vodní hodnota sněhu je množství vody vázané ve sněhu, která se po roztání sněhu stává součástí říční sítě či se podílí na doplnění zásob vody v půdě či podzemní vodě (DeWalle & Rango 2008). Vodní hodnota sněhu je nejvíce používaná hydrology sněhu, jelikož zprostředkovává informaci o vlivu tání sněhu na jarní a letní průtoky v povodích ovlivněných sněhem a je tak klíčovou proměnnou pro vodohospodářství.

Prediktory (Tabulka 6) byly zvoleny, protože jsou standardně měřenými parametry na automatických klimatologických stanicích ČHMÚ. Výhodou vodní hodnoty sněhu je, že se jedná o měřenou hodnotu na rozdíl od vypočtené vodní hodnoty sněhu. Vodní hodnota sněhu se začala měřit na stanicích převážně v průběhu 60. let, ale na některých stanicích až koncem 70. let, proto byly analýzy počítány pro období 1980-2014. Vodní hodnota sněhu se měří jednou týdně v pondělí ráno v 7:00, pokud se v blízkosti stanice nachází souvislá sněhová pokrývka > 4 cm. Stanovení množství vody ve sněhu se v ČHMÚ provádí od konce 60. let 20. století a nabylo na významnosti po výstavbě vodních nádrží, aby nádrže mohly být regulovány v zimním a jarním období. V současné době (od roku 2005) se ke stanovení množství vody ve sněhu pro celou ČR používá metoda „orografické regrese“ v prostředí geografických informačních systémů (Daňhelka et al. 2015).

Výhodou vypočtené vodní hodnoty sněhu je, že lze doložit zpátky do minulosti pro každý den za předpokladu existence údajů z klimatologické stanice: výšky sněhu, výšky nového sněhu a tlaku par (Němec 2006). Tato charakteristika je momentálně vyhodnocována pro 135 povodí, která se nachází v blízkosti vodních děl (Daňhelka et al. 2015).

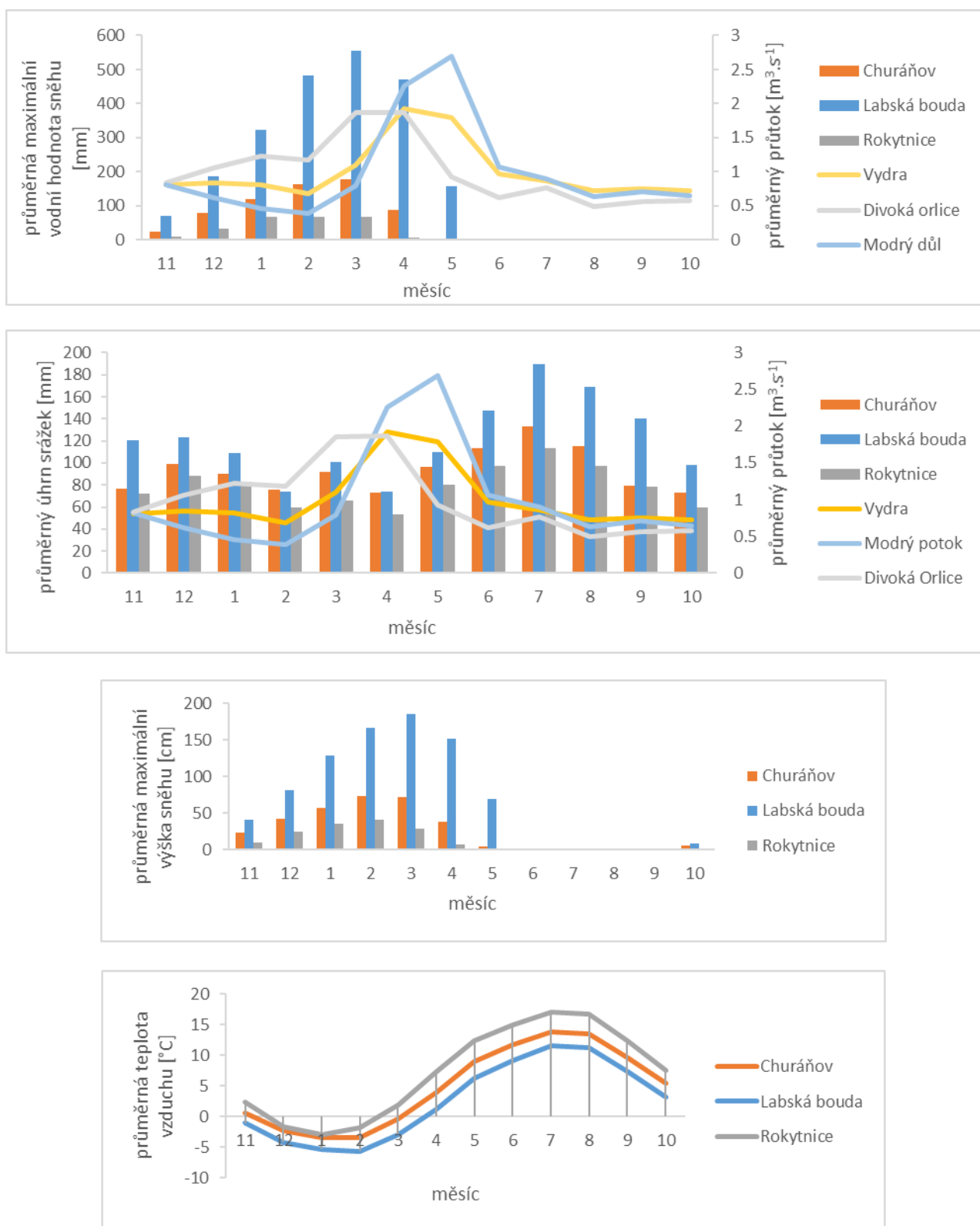
Pro popis meteorologických a sněhových podmínek v daných povodích byly vybrány tři klimatologické stanice reprezentující vyšší (Labská bouda), střední (Churáňov) a nižší nadmořskou výšku (Rokytnice v Orlických horách). Těmito klimatologickým stanicím odpovídají hydrologické profily (Modrý důl, Modrava a Klášterec nad Orlicí) (Tabulka 3). Pro tyto profily byl zkoumán měsíční režim sněhových proměnných, srážek, teplot a průtoků za období 1980-2014.

Modrý důl je nejvýše položenou klimatologickou stanicí (1304 m n. m.) s nejvyšší sněhovou akumulací. Průměrná maximální vodní hodnota sněhu a výška sněhu dosahují

nejvyšších hodnot v březnu a sníh zde leží až do května. Průtok Modrého potoka se zvyšuje v dubnu a maximální průtok je dosažen v květnu. Teplota vzduchu přechází přes 0 °C v dubnu. Naopak srážky jsou v dubnu nejnižší (to platí pro všechny zkoumané stanice) a odtok je tedy převážně tvořen jarním táním sněhu. Jarní odtok (březen-květen) se podílí ze 47,9 % na celkovém odtoku pro hydrologickou stanici Modrý důl (Obr. 6).

Průměrná maximální vodní hodnota sněhu klimatologické stanice Churáňov (1100 m n. m.) je nejvyšší opět v březnu, ale maximální průtok je dosažen dříve oproti Modrému dolu a to v dubnu. Je to způsobeno nižší akumulací sněhu a tedy dřívejším táním sněhu, což souvisí se zvyšující se teplotou vzduchu, která zde nabývá kladných hodnot od března. Maximální průtok i amplituda průtoků je nižší v porovnání s výše položenou vodoměrnou stanicí Modrého dolu. Sněhová pokrývka je v květnu minimální. Jarní odtok činí 40 % celkového ročního odtoku (Obr. 6).

Stanice Rokytnice v Orlických horách (567 m n. m.) je zástupcem nejnižše položených stanic. V nižších nadmořských výškách je akumulace sněhu nižší a maximum průměrné vodní hodnoty sněhu a výšky sněhu se vyskytuje dříve (v únoru) stejně jako počátek doby tání sněhu. Dřívejší tání sněhu je pravděpodobně způsobeno nárůstem teploty vzduchu, kdy průměrné kladné hodnoty teploty vzduchu se vyskytují již od půlky února. Jarní měsíce se podílejí z 38,8 % na celkovém odtoku. Úhrny srážek jsou nejvyšší v červenci ve všech výše uvedených klimatologických stanicích a v povodí Divoké Orlice zvyšují průtok – malé podružné měsíční maximum (Obr. 6).



Obr. 6: Průběh meteorologických veličin: srážek, teploty vzduchu a sněhových proměnných: průměrné maximální vodní hodnoty sněhu a průměrné maximální výšky sněhu v období 1980-2014.

3.5 Hydrologické a sněhové proměnné

Nízké průtoky v teplém období (pro tuto práci definováno od dubna do září) jsou závislou proměnnou a jsou vyjádřeny pomocí minimálního 7 denního klouzavého průměru. N-denní průměr odtoku se standardně používá k odstranění kolísání hydrogramu zapříčiněného chybami v měření a antropogenními vlivy (Laaha, 2000). Pro zpracování analýz této práce byl zvolen časový krok 7 denní klouzavý průměr jako vhodný časový krok shlazení dat. Tento krok byl použit v podmínkách mírného podnebí ČR např. ve studiích (Fiala et al. 2010; Ledvinka 2015 a také ve vlhkém podnebí Švýcarska (Jeníček et al. 2016). K ověření, že n denní časový krok nemá výrazný vliv na výsledky, byl testován i 14 denní časový krok. Nebyla však pozorována významná změna hodnot stejně jako v práci Godsey et al. (2014) a Jeníček et al. (2016).

Pro hodnocení vlivu zimních sněhových podmínek byly vybrány různé nezávislé proměnné (Tabulka 6). Uvedené prediktory byly testovány, jestli vysvětlují meziroční variabilitu závislé proměnné vyjádřené minimálním 7 denním průměrným průtokem (7Qmin). Cílem práce je zhodnotit vliv změn sněhových parametrů na meziroční variabilitu nízkých průtoků v teplém období, proto nebyly studovány nízké průtoky před táním sněhu.

Maximální SVH/SCE/SVHV byla vypočtena jako průměrná maximální hodnota SVH/SCE/SVHV v hydrologickém roce. Maximum sněhových proměnných nebylo počítáno před táním sněhu, ale z hydrologického roku, protože v určitých letech by již na stanicích s nižší akumulací sněhu nebyla přítomna sněhová pokrývka. SNO je sumou nového sněhu v hydrologickém roce. Zimní srážky jsou vyjádřené jako suma srážek od 1. listopadu do 30. dubna. S/P je vyjádřen jako podíl sumy sněhových srážek a celkových srážek, kdy skupenství srážek se rozlišilo na základě prahové hodnoty vzduchu. Ta byla stanovena na 1,1 °C, jelikož prahová hodnota blízká 1 °C se běžně používá (Dai 2008; Feiccabrino & Lundberg 2008). Maximální hodnoty sněhových parametrů, suma SNO a suma srážek za zimní období použité pro analýzy byly vyjádřeny jako jedna průměrná hodnota (například za 35 letou řadu existuje 35 jedinečných hodnot).

Tabulka 6: Nezávislé (prediktory) a závislé proměnné využívané pro statistické analýzy.

nezávislé proměnné	závislé proměnné
maximální vodní hodnota sněhu: SVH v hydrologickém roce	
maximální výška sněhu: SCE v hydrologickém roce	
maximální vypočtená vodní hodnota sněhu: SVHV v hydrologickém roce	minimální 7 denní klouzavý průměr průtoků: 7Q _{min}
suma výšky nového sněhu: SNO pro hydrologický rok	den v roce minimálního 7 denního klouzavého průměru: DOY7Q _{min}
podíl sněhových a celkových srážek: S/P	
suma zimních srážek (listopad – duben)	

3.6 Statistická analýza a hodnocení

Vztahy mezi závislou a nezávislou proměnnou byly testovány pomocí Spearmanova korelačního koeficientu. Citlivost povodí nízkých průtoků ke změnám SVH byla vyjádřena pomocí lineárního regresního modelu dle Siegela založeného na opakování mediánů (Siegel et al, 1982). Všechny prediktory i vysvětlovaná proměnná byly vyjádřeny jako procentuální rozdíl od průměru (100 % SVH je průměrnou maximální vodní hodnotou povodí) za pozorované období (1980-2014), což umožňuje porovnání jednotlivých povodí mezi sebou.

Lineární regresní model dle Siegela byl vypočten v programu R využitím balíčku „mblm“. Jedná se o neparametrický test, který je vhodný pro data s odlehlými hodnotami pozorování a nenormálním rozložením dat. Metoda lineární regrese dle Siegela vytváří všechny možné dvojice pro každý bod s ostatními body a vypočte medián sklonů. Daným způsobem se tak vypočte n mediánů pro n bodů. Výsledným sklonem je medián těchto mediánů. Tento lineární model je méně ovlivnitelný odlehlými hodnotami a je velmi robustní - zachovává 50% strukturu a odolává účinkům extrémních hodnot i v případě, že by data obsahovala téměř polovinu extrémních hodnot. Výhodou metody je, že pokud v datovém souboru odlehlé hodnoty neexistují, je výsledek podobný metodě nejmenších čtverců. Čím vyšší je hodnota, tím je strmější sklon regrese a značí vyšší citlivost závislé proměnné ke změně nezávislé proměnné – maximální vodní hodnotě sněhu. Dále byly využity konfidenční intervaly, které vymezují hodnoty vztahu vodní hodnoty sněhu a nízkých průtoků v teplém období na 95 % hladině významnosti. Interval spolehlivosti určuje přesnost odhadu a jeho rozptýlenost. Konfidenční intervaly pro sklony regresních přímek byly vypočteny pomocí lineárního modelu dle Siegela (Siegel et al, 1982). V následujícím textu bude vždy pod pojmem „sklon regresní přímky“

myšlen sklon vypočtený lineárním regresním modelem dle Siegela nikoliv podle metody nejmenších čtverců.

Spearmanův korelační koeficient se používá pro data s nenormálním rozdělením a funguje na principu pořadí veličin. Výhoda použití spočívá v nižší citlivosti k odlehlým hodnotám a neomezuje se na pouze lineární závislosti (Hendl 2016). Časové řady sněhových parametrů nepokrývají stejně dlouhé období, protože chybí měření na některých stanicích viz. Labská bouda v období 1999-2002 nebo stanice Harrachov, která měří do roku 2011. Proto při výpočtu Spearmanova korelačního koeficientu byla využita funkce „use pairwise.complete.obs“, která počítá korelační koeficient pro všechna dostupná pozorování, nejen ta, jež mají hodnotu pro všechna měření, tím se předešlo výraznému snížení počtu hodnot, ze kterých byl koeficient spočten.

Souhrnné výsledky závislosti minimálního 7 denního průtoku (7Qmin) a maximální SVH, byly vyjádřeny pomocí krabicového diagramu pro jedenáct povodí za období 1980-2014. Dolní a horní strana krabice odpovídá dolnímu 25% a hornímu 75% kvartilu, výška krabice znázorňuje mezikvartilové rozpětí a vodorovná linie uvnitř krabice značí medián. Linie vycházející ze střední části krabice nahoru a dolů tzv. „vousy“ odpovídají hodnotám, které leží nad/pod krabicí ve vzdálenosti nejvýše rovné 1,5 násobku výšky krabice. Konec „vousu“ vyjadřuje nejmenší/největší takovou hodnotu ze souboru a symbol kolečka značí odlehlé hodnoty. Pomocí výše zmíněných metod byl pozorován vliv změn sněhových parametrů na meziroční variabilitu nízkých průtoků v teplém období ve studovaných povodích.

K pozorování vývoje minimálních průtoků v období od května do října byl pozorován průměrný den výskytu minimálního 7 denního průtoku (DOY7Qmin). Bylo zapotřebí sjednotit časové řady průtoků hydrologických stanic na stejně dlouhé období a to rozdělit na dvě dílčí období stejných délek. Sjednocené řady pokrývají období 1967-2014 a dílčí období jsou dělena na 1967-1990 a 1991-2014. Pro tato dílčí období byl vypočten průměrný den výskytu minima průtoku DOY7Qmin a průměrná hodnota minimálního 7 denního průtoku: 7Qmin. Tímto postupem je možné identifikovat, jestli se den výskytu minima posouvá do dřívějšího období v roce a můžeme zjistit i změnu velikosti průtoku 7Qmin. Je třeba však upozornit, že výsledky jsou interpretovány na základě dat ze staničních údajů a nebyly provedeny statistické testy trendů změn. Výše uvedené analýzy byly provedeny pro každé zkoumané povodí v softwaru R a MS Excel.

4 VÝSLEDKY

4.1 Korelace vysvětlujících (nezávislých) a vysvětlovaných (závislých) proměnných

K zjištění síly vztahu závislé (minimální 7 denní klouzavý průměr pro vybrané měsíce: 7Qmin) a nezávislých proměnných a) maximální výška sněhu (SCE), b) maximální vodní hodnota sněhu (SVH), c) maximální vypočtená vodní hodnota sněhu (SVHV), d) výška nového sněhu (SNO) e) úhrn zimních srážek a f) podíl sněhový srážek (S/P) byl použit Spearmanův korelační koeficient. Korelace byly vypočteny pro jedenáct povodí (Tabulka 4) a jim přiřazeným klimatickým stanicím v období 1980-2014 (Tabulka 3).

Souhrnné hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu jedenácti povodí závislosti 7Qmin a sněhových parametrů jsou nízké, nicméně významné na $p < 0,05$ (zvýrazněné hodnoty) v dubnu a květnu. Jedinou výjimkou jsou zimní srážky, jejichž vliv se projevuje pouze v dubnu. V červnu jsou vztahy významné na $p < 0,10$ (označeno tučně kurzívou) pouze s prediktory SVH a SVHV. Po delší dobu - v červenci a srpnu již vztahy nejsou signifikantní. V září jsou vztahy negativní a jsou považovány za šum, proto nejsou v tabulce zobrazeny. S/P vysvětluje variabilitu 7Qmin méně než sněhové údaje z automatizovaných klimatologických stanic (Tabulka 7). Přestože Spearmanův korelační koeficient SVHV je vyšší než SVH ve všech zkoumaných měsících a SNO a SCE také nabývají vyšších hodnot než SVH v dubnu a květnu, bude pro další analýzy použita SVH. Ta totiž poskytuje informaci o množství vody ve sněhové pokrývce. Zároveň hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu jsou velmi variabilní a liší se i trendy závislosti 7Qmin na sněhových proměnných v jednotlivých povodích (Obr. 7), proto souhrnné hodnoty nejsou zcela vypovídajícími výsledky. Navíc hodnoty korelačních koeficientů mohou být mírně zkresleny tím, že nebyly počítány ze stejně dlouhých časových řad (v některých letech stanice neměřily - viz Labská bouda, Harrachov).

Tabulka 7: Spearmanův korelační koeficient závislých (sloupce) a nezávislých (řádky) proměnných 11 povodí za pozorované období (1980-2014). Hodnoty statisticky významných korelací $p < 0,05$ tučně, $p < 0,10$ jsou zobrazeny tučně kurzívou.

proměnné	Q duben	Q květen	Q červen	Q červenec	Q srpen
SCE	0.351	0.258	0.165	0.039	0.091
SNO	0.300	0.317	0.217	0.047	0.099
SVH	0.318	0.199	<i>0.134</i>	0.091	0.055
SVHV	0.349	0.220	<i>0.172</i>	0.096	0.117
zimní srážky	0.231	0.079	0.038	-0.096	-0.073
S/P	0.181	0.137	0.028	-0.153	-0.162

Významné závislosti s vyšší hodnotou Spearmanova korelačního koeficientu byly prokázány pouze v povodí Vydry, Teplé Vltavy a Úpy od dubna do června. V povodí Modrého potoka byly pozitivní korelace zaznamenány až v květnu, což je dáno nejspíše jeho polohou, malou rozlohou (pouze 2,6 km²) a vysokou nadmořskou výškou a vztah byl významný v květnu a v červnu. V povodí Rolavy, Mumlavy a Jizerky sních ovlivňoval minimální průtoky v dubnu a květnu. Ve zbývajících povodích – Smědé, Divoké Orlici, Morávky a Rožnovské Bečvy měl sních vliv na průtoky pouze v době tání sněhu (v dubnu) a bezprostředně po něm. Nejdéle a významně ($p < 0,01$) sních ovlivňoval nízké průtoky v povodí Teplé Vltavy - od dubna do září. Vysvětlením může být vysoká průměrná nadmořská výška a charakter plochého reliéfu, kde se sních drží dlouho. V květnu byly nejvyšší hodnoty Spearmanova koeficientu (R^2) pozorovány v povodí Vydry a vyšší pozitivní korelace $R^2 > 0,5$ v povodí Modrého potoka a Úpy (Obr. 7). Shrňme-li to, nejvyšších hodnot korelačních koeficientů a signifikantních korelací bylo dosaženo v květnu u výše položených povodí > 1000 m n. m. (Vydra, Úpa, Modrý potok) v porovnání s níže položenými < 1000 m n. m., kde se významné korelace projevily pouze v dubnu. To souvisí pravděpodobně s pozdější dobou tání ve výše položených povodí. Signifikantní negativní trendy v srpnu a září jsou považovány za šum v datech, protože je nelze fyzikálně vysvětlit, obzvláště když v předchozích měsících proměnné nejsou významné.

Z výsledků je zřejmé, že sněhové proměnné působí na minimální průtoky v době jarního tání sněhu a vliv na letní nízké průtoky se projevily pouze u výše položených povodí kde sních taje později. Dále z nízkých hodnot korelačního koeficientu vyplývá, že sněhové parametry samostatně nemohou vysvětlit variabilitu vztahu. Z těchto výsledků se ukázalo, že nadmořská výška má vliv na zkoumaný vztah, nicméně nízké průtoky jsou ovlivňovány ještě dalšími charakteristikami povodí, jako jsou půdní druhy a geologické vlastnosti podloží.

Vydra	IV	V	VI	VII	VIII	IX
S/P	0.34	0.66	0.32	-0.10	-0.02	-0.25
SCE	0.34	0.63	0.54	0.23	0.32	0.10
SNO	0.52	0.78	0.43	0.13	0.23	0.00
SVH	0.42	0.68	0.56	0.24	0.31	0.09
SVHV	0.31	0.66	0.54	0.24	0.28	0.06
zimní SRA	0.22	-0.01	-0.16	-0.27	0.00	0.04
Úpa	IV	V	VI	VII	VIII	IX
S/P	0.44	0.28	0.11	-0.06	-0.32	-0.18
SCE	0.47	0.56	0.22	0.05	-0.20	-0.07
SNO	0.17	0.51	0.19	-0.14	-0.17	0.11
SVH	0.20	0.58	0.34	0.26	-0.12	0.13
SVHV	0.52	0.58	0.28	0.21	-0.08	0.09
zimní SRA	0.04	0.41	0.10	-0.04	-0.23	-0.03
Jizerka	IV	V	VI	VII	VIII	IX
S/P	0.22	0.07	-0.01	-0.26	-0.30	-0.39
SCE	0.73	0.45	0.06	-0.09	-0.17	-0.09
SNO	0.13	0.21	0.11	-0.12	-0.07	0.05
SVH	0.42	0.35	0.26	0.05	-0.15	-0.21
SVHV	0.70	0.50	0.23	0.09	-0.07	-0.07
zimní SRA	0.34	0.25	-0.09	-0.30	-0.33	-0.23
Modrý potok	IV	V	VI	VII	VIII	IX
S/P	0.09	0.40	0.32	0.21	0.09	0.08
SCE	-0.18	0.60	0.23	-0.13	-0.18	-0.15
SNO	-0.18	0.37	0.30	0.05	0.22	0.36
SVH	-0.28	0.51	0.31	0.07	-0.21	0.07
SVHV	-0.21	0.61	0.27	0.08	-0.14	-0.09
zimní SRA	-0.07	0.23	0.10	-0.06	0.20	0.05
Rožnovská Bečva	IV	V	VI	VII	VIII	IX
S/P	0.15	-0.14	-0.15	-0.18	-0.15	-0.24
SCE	0.26	-0.09	0.07	-0.20	0.02	-0.02
SNO	0.34	-0.08	0.13	-0.04	0.12	0.07
SVH	0.19	-0.21	0.04	-0.16	-0.08	0.00
SVHV	0.18	-0.20	0.02	-0.18	-0.01	-0.04
zimní SRA	0.18	-0.45	-0.13	-0.13	-0.23	-0.20
Řolava	IV	V	VI	VII	VIII	IX
SCE	0.16	0.15	0.07	0.12	0.06	-0.08
SNO	0.36	0.37	0.19	0.15	0.02	-0.09
SVH	0.25	0.11	-0.01	0.14	0.05	-0.02
SVHV	0.20	0.33	0.13	0.08	0.11	-0.05
zimní SRA	0.55	0.28	0.06	0.10	-0.12	-0.10
Morávka	IV	V	VI	VII	VIII	IX
S/P	0.32	-0.17	-0.15	-0.34	-0.37	-0.34
SCE	0.50	-0.02	0.08	-0.08	-0.03	-0.28
SNO	0.49	0.09	0.13	0.00	0.04	-0.07
SVH	0.32	-0.13	0.00	-0.10	-0.21	-0.20
SVHV	0.46	-0.10	0.02	-0.14	-0.15	-0.31
zimní SRA	0.42	-0.30	-0.07	-0.17	-0.32	-0.21
Smědá	IV	V	VI	VII	VIII	IX
S/P	0.38	0.23	0.11	-0.08	-0.10	-0.43
SCE	0.46	0.16	0.03	-0.06	0.09	-0.34
SNO	0.32	0.20	0.25	0.07	0.06	-0.24
SVH	0.40	0.10	-0.04	-0.08	0.03	-0.42
SVHV	0.53	0.16	0.08	-0.03	0.11	-0.34
zimní SRA	0.40	-0.01	-0.08	-0.04	-0.07	-0.24
Mumlavka	IV	V	VI	VII	VIII	IX
S/P	0.42	0.52	0.06	-0.29	-0.10	-0.30
SCE	0.29	0.24	0.00	0.10	0.29	0.05
SNO	0.39	0.54	0.22	0.12	0.26	-0.02
SVH	0.47	0.40	0.08	0.01	0.21	-0.04
SVHV	0.14	0.00	-0.27	-0.20	0.17	0.04
zimní SRA	0.38	0.44	0.04	-0.29	-0.05	0.06
Teplá Vltava	IV	V	VI	VII	VIII	IX
S/P	0.37	0.40	0.20	0.09	0.17	-0.11
SCE	0.50	0.41	0.45	0.40	0.46	0.36
SNO	0.56	0.63	0.52	0.31	0.42	0.17
SVH	0.57	0.39	0.37	0.52	0.40	0.34
SVHV	0.59	0.44	0.49	0.49	0.47	0.34
zimní SRA	0.60	0.33	0.16	-0.05	-0.10	-0.14
Divoká Orlice	IV	V	VI	VII	VIII	IX
S/P	0.52	0.17	-0.03	-0.13	-0.32	-0.37
SCE	0.46	0.03	0.01	0.10	0.23	0.11
SNO	0.32	0.06	-0.02	0.05	0.15	0.08
SVH	0.48	0.04	0.00	0.19	0.28	0.11
SVHV	0.51	0.11	0.14	0.20	0.25	0.14
zimní SRA	0.48	-0.05	-0.18	-0.23	-0.16	0.03

Obr. 7: Hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu závislých (sloupce) a nezávislých (řádky) proměnných studovaných povodí za pozorované období (1980-2014). Hodnoty statisticky významných korelací $p < 0,05$ jsou zobrazeny tučně, $p < 0,10$ jsou zobrazeny tučně kurzívou.

4.2 Závislost minimálního 7 denního průměrného průtoku na vodní hodnotě sněhu

Vztah mezi prediktorem: maximální vodní hodnotou sněhu (SVH) a závislou proměnnou (7Qmin) byl zkoumán pomocí neparametrické lineární regrese dle Siegela. V případě, že by na klimatologických stanicích nebyla dostupná SVH, je nejvhodnějším parametrem nahrazení maximální výška sněhu (SCE) dle Spearmanova korelačního koeficientu (Tabulka 8) pro studovaná povodí v období 1980-2014.

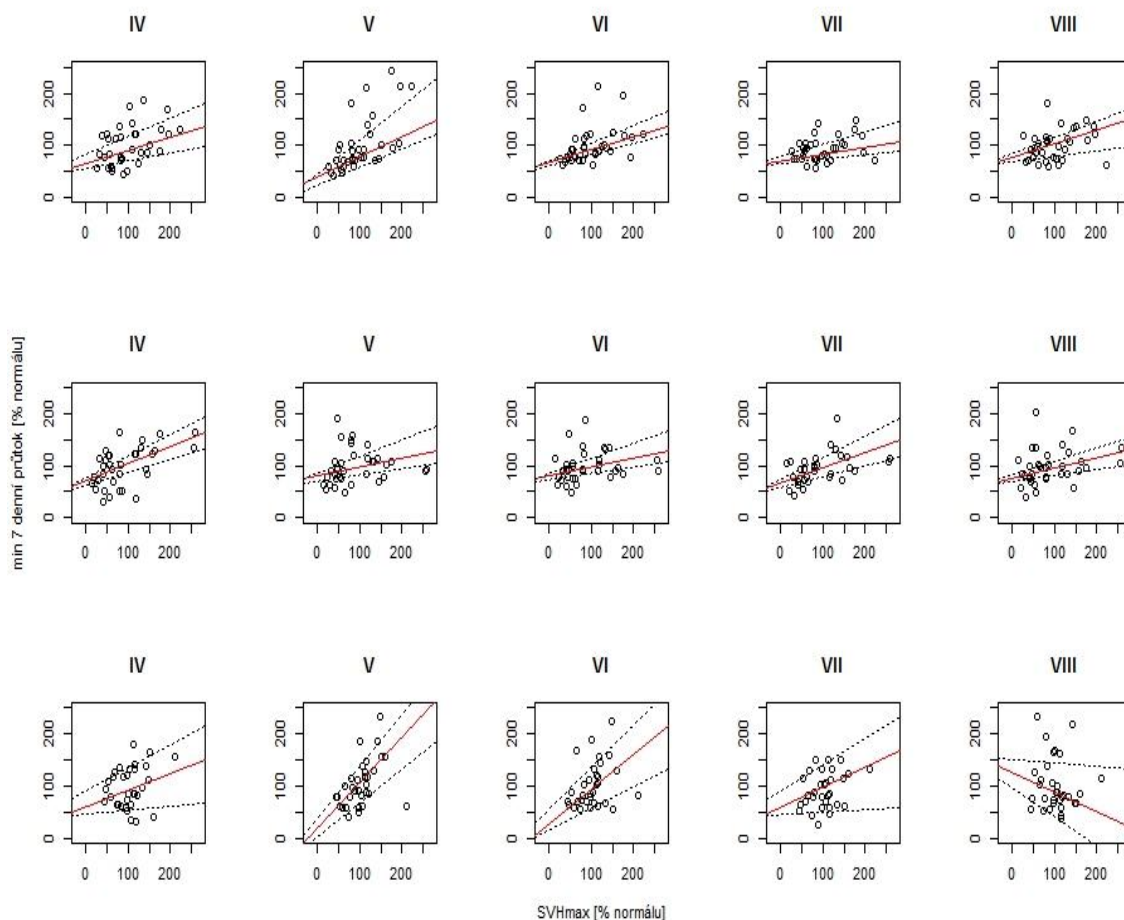
Tabulka 8: Spearmanův korelační koeficient sněhových proměnných za období 1980-2014. Všechny hodnoty jsou významné na $p < 0,01$, zvýrazněná hodnota značí nejvyšší korelaci s vodní hodnotou sněhu.

proměnné	SCE	SNO	SVH	SVHV	zimní srážky
SCE	1.00	0.72	0.81	0.85	0.26
SNO	0.72	1.00	0.63	0.59	0.35
SVH	0.81	0.63	1.00	0.77	0.24
SVHV	0.85	0.59	0.77	1.00	0.17
zimní srážky	0.30	0.29	0.36	0.41	1.00
S/P	0.42	0.41	0.35	0.41	0.43

Lineární regrese dle Siegla popisuje míru citlivosti změn nízkých průtoků (7Qmin) vzhledem k poklesům i nárůstům SVH. Citlivost 7Qmin na změny SVH je vyjádřena pomocí sklonu regresní přímky a byla vypočtena pro období od dubna do srpna ve všech studovaných povodích. S vyšší hodnotou sklonu regresní přímky se zvyšuje citlivost 7Qmin ke změnám SVH. Znamená to tedy, že sklony přímek lineární regrese ukazují procentuální změnu 7Qmin vyvolané změnou SVH. Konfidenční intervaly vymezují hodnoty vztahu, které se s 95 % pravděpodobností nachází v daném intervalu (Obr. 8).

Nejstrmější sklon regresní přímky byl pozorován v povodí Úpy. Pokles SVH o 10 % by v období 1980-2014 vedl k poklesu minimálních průtoků o 8,8 % v květnu a o 6,8 % v červnu (Tabulka 9) a vliv sněhu byl zde patrný až do července. Sklon regresní přímky v srpnu je negativní, což nelze fyzikálně zdůvodnit (Obr. 8). Minimální průtoky v povodí Vydry byly nejcitlivější ke změnám SVH (dle sklonu regresní přímky) v květnu. S prodlužující se dobou od tání sněhu se vliv snižuje (Obr. 8). Pokles SVH o 10 % by snížil minimální průtok o téměř 4 % v květnu. Velmi významný vliv $p < 0,01$ po celé sledované období byl pozorován v povodí Teplé Vltavy, ale hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu byly nízké (Tabulka 9). Největší sklon regresní přímky zde byl pozorován v dubnu (Obr. 8). Ve všech výše zmíněných povodích

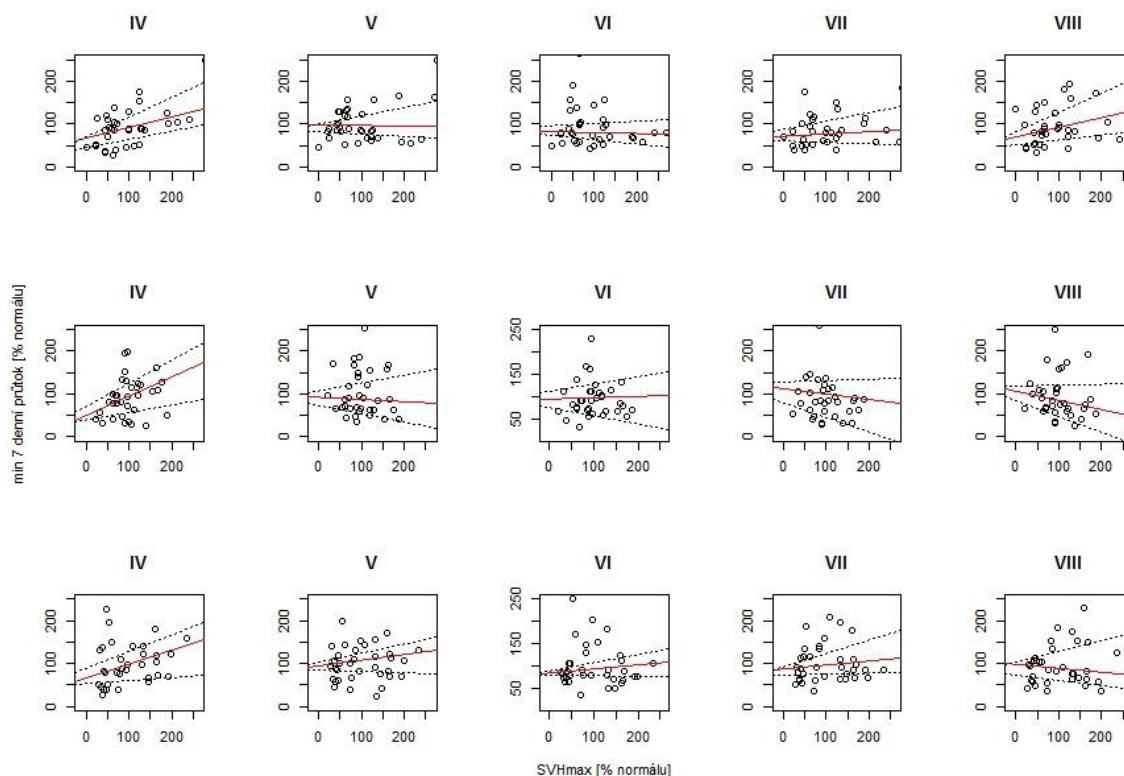
byl vliv sněhu významný dle p hodnoty až do července (Tabulka 9) což pravděpodobně souvisí s průměrnou nadmořskou výškou těchto povodí, která je vyšší než 1000 m n. m (Tabulka 4). Citlivost minimálního 7 denního průtoku na změny maximální vodní hodnoty sněhu v povodí Modrého potoka se projevila v květnu a červnu. V dubnu byl sklon regresní přímky negativní a důvod není jasný. Velmi významný vliv ($p < 0,01$) se také projevil v povodí Jizerky až do června, což může být dáno vyšší akumulací sněhu. V povodí Mumlavy a Smědé byl vliv sněhu patrný do května (Tabulka 9).



Obr. 8: Sklon regresních přímek popisující závislost minimálního 7 denního průtoku a maximální vodní hodnoty sněhu: SVH. Horní řádek zobrazuje povodí Vydry, prostřední povodí Teplé Vltavy a dolní povodí Úpy za období 1980-2014. Tečkované linie značí konfidenční intervaly (0,25 a 0,75 na 95 % hladině významnosti).

Naopak v povodích Divoké Orlice, Morávky a Rolavy 7Qmin reagovaly na změny SVH především v dubnu – v době tání sněhu a bezprostředně po něm. Kratší odezva povodí je vysvětlována nižší průměrnou nadmořskou výškou povodí Divoké orlice a Morávky a nižší akumulací sněhu v povodí Rolavy. Pozitivní sklon regresní přímky v srpnu v povodí Divoké

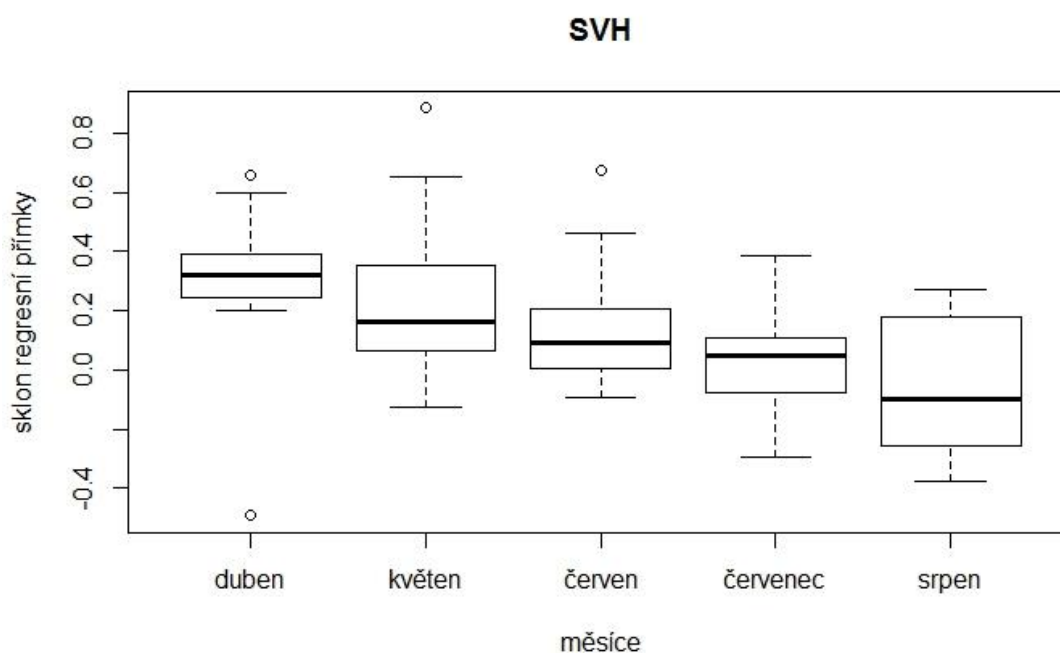
Orlice může být zapříčiněn působením ostatních prediktorů vysvětlujících meziroční variabilitu nízkých letních průtoků nebo se může jednat o šum v datech (Obr. 9).



Obr. 9: Sklon regresních přímek popisující závislost minimálního 7 denního průtoku a maximální vodní hodnoty sněhu: SVH. Horní řádek zobrazuje povodí Divoké Orlice, střední povodí Morávky a dolní povodí Rolavy za období 1980-2014. Tečkované linie značí konfidenční intervaly (0,25 a 0,975 na 95 % hladině významnosti).

Souhrnné sklony regresních přímek pro jedenáct povodí byly vyjádřeny pomocí krabicových diagramů. Největší sklon byl zaznamenán v dubnu, což je ovlivněno výběrem povodí - největší počet povodí reaguje na změny SVH pouze v dubnu, protože taje snůh. Závislost klesá s postupující dobou v roce (Obr. 10). Při poklesu SVH o 10 % by v období 1980 - 2014 došlo k poklesu 7Qmin o 3 % v dubnu, a o téměř 2 % v květnu (Obr. 10). Vztahy jsou významné na $p < 0,01$ v dubnu, pro polovinu stanic i v květnu a červnu. V povodí Teplé Vltavy, Vydry a Úpy jsou vztahy signifikantní na $p < 0,01$ i v červenci (Tabulka 9). Sklony regresních přímek však nabývají nízkých hodnot. V dubnu je pozorováno nejmenší mezikvartilové rozpětí, což znamená, že studovaná povodí reagují podobně (Obr. 10). Variabilita závislosti je největší v srpnu - reakce jednotlivých povodí se výrazně lišila (některá vykazují pozitivní jiná negativní sklony) (Tabulka 9). Pro negativní sklony regresních přímek nebylo nalezeno fyzikální vysvětlení, proto jde pravděpodobně o šum v datech. Dalším zdůvodněním může být, že se více

projevuje vliv ostatních prediktorů, například srážek, evapotranspirace ovlivňujících meziroční variabilitu nízkých letních průtoků. Variabilita v květnu je zřejmě dána odlišnou dobou tání sněhu v níže položených povodích < 1000 m n. m (duben) a ve výše položených povodích > 1000 m n. m. (květen). Výsledky citlivosti povodí 7Qmin ke změnám SVH opět potvrdily velkou variabilitu působení a vedou k závěru, že sněhové parametry vysvětlují pouze malou část meziroční variability letních nízkých průtoků.



Obr. 10: Sklon regresních přímek jedenácti povodí popisující závislost minimálního 7 denního průtoky a maximální vodní hodnoty sněhu za období 1980-2014. Krabice vyjadřují 25 a 75% kvantily, tlustší linie značí medián, konec „vousů“ představuje minimální a maximální hodnotu, kolečka značí odlehlé hodnoty.

Tabulka 9: Hodnoty sklonu regresních přímk (popisující závislost minimálního 7 denního průtoku a maximální vodní hodnoty sněhu) pro jednotlivá povodí za období 1980-2014. Tučně jsou zvýrazněny korelace na $p < 0,01$, tučně kurzívou jsou označeny korelace na $p < 0,05$.

povodí	duben	květen	červen	červenec	srpen
Teplá Vltava	0.34	0.16	0.17	0.29	0.20
Jizerka	0.66	0.21	0.17	<i>0.05</i>	-0.34
Rožnovská Bečva	<i>0.20</i>	-0.12	0.08	-0.30	-0.22
Modrý důl	-0.49	0.65	0.46	-0.23	-0.29
Divoká Orlice	0.24	0.00	-0.02	0.05	0.23
Mumlava	0.60	0.31	-0.09	<i>0.01</i>	0.16
Rolava	0.32	0.13	0.09	0.09	-0.10
Smědá	0.25	0.16	-0.04	-0.04	0.10
Úpa	<i>0.32</i>	0.88	0.68	0.39	-0.38
Morávka	0.44	-0.05	0.03	-0.12	-0.21
Vydra	0.26	0.39	0.25	0.13	0.27

Vztah mezi citlivostí nízkých průtoků v teplém období ke změnám SVH (vyjádřená sklony regresních přímk) a charakteristik povodí a sněhových proměnných byl zjišťován pomocí Spearmanova korelačního koeficientu. Závislost byla prokázána pro průměrnou nadmořskou výšku v květnu a červnu. Vliv maximální a minimální nadmořské výšky je určen pozicí sněžné čáry. Maximální nadmořská výška má větší význam v květnu, což souvisí s větší akumulací sněhových zásob v nejvyšších částech povodí. Vliv plochy, sklonitosti, průměrné maximální SVH a průměrného S/P nebyl statisticky signifikantní na $p < 0,05$, ale podíl sněhových srážek dosahoval vyšší hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu v květnu i červnu a byl významný na $p < 0,10$. Vliv plochy povodí v červenci a srpnu nelze fyzikálně zdůvodnit, zejména když se v předchozích měsících neprojevuje. Příčina negativních signifikantních korelací v srpnu může být způsobena tím, že nízké průtoky v letních měsících jsou ovlivněny dalšími činiteli, zejména srážky, nasyceností půdy, teplotou vzduchu a půdy (Tabulka 10).

Tabulka 10: Hodnoty Spermanova korelačního koeficientu pro vztah mezi charakteristikami povodí a sklony regresních přímk, které vyjadřují vliv změn SVH na nízké průtoky za období 1980-2014. Statisticky významné korelace ($p < 0,05$) jsou zvýrazněny tučně.

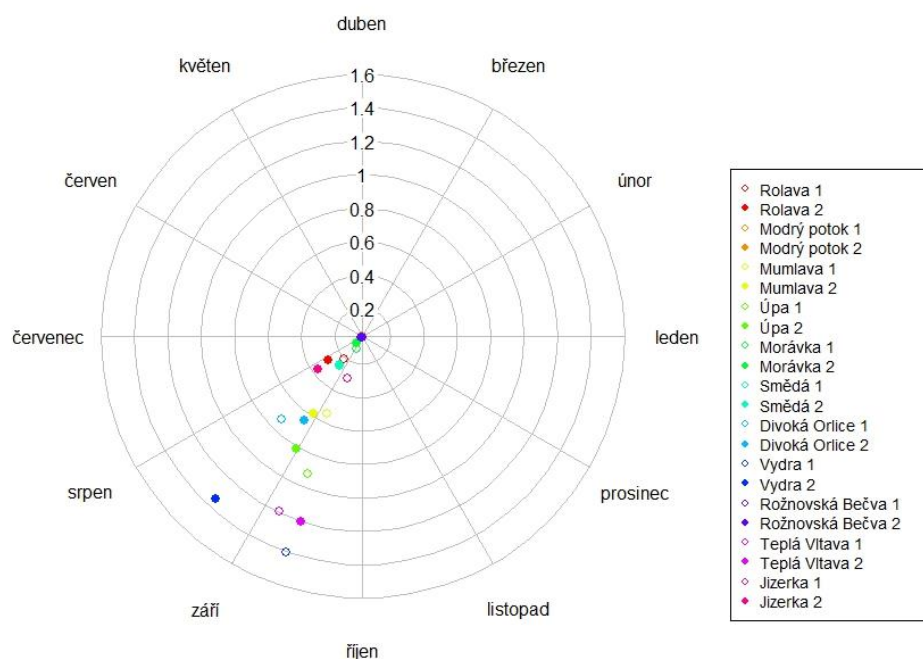
proměnné	duben	květen	červen	červenec	srpen
max nadmořská výška	0.30	0.88	0.52	0.21	-0.38
min nadmořská výška	-0.22	0.46	0.55	0.21	0.15
průměrná nadmořská výška	0.03	0.88	0.71	0.38	-0.08
plocha povodí	0.35	0.22	0.04	0.76	0.56
S/P	0.02	0.41	0.54	-0.24	-0.84
sklonitost	0.01	0.19	0.24	-0.49	-0.76
suma zimních srážek	0.26	0.45	0.03	-0.37	-0.64
SVH_{\max}	0.05	0.35	0.30	-0.40	-0.83

4.3 Doba výskytu a velikost minimálních 7 denních průtoků v roce

Za současného zvyšování teploty vzduchu v chladném období se předpokládá, že jarní povodně budou kulminovat dříve a letní sucha se také vyskytnou dříve v roce, proto se zkoumalo datum 7 denního letního minima (DOY7Qmin) od května do října. Aby bylo možné porovnat jednotlivá povodí, musely časové řady minimálních průtoků pokrývat stejné období. Toto období 1967-2014 bylo rozděleno na dvě dílčí období 1967-1990 a 1991-2014. Tímto rozdělením je možné identifikovat posun dne výskytu minimálního průtoku v roce a zjistit velikost minimálních průtoků v obou obdobích.

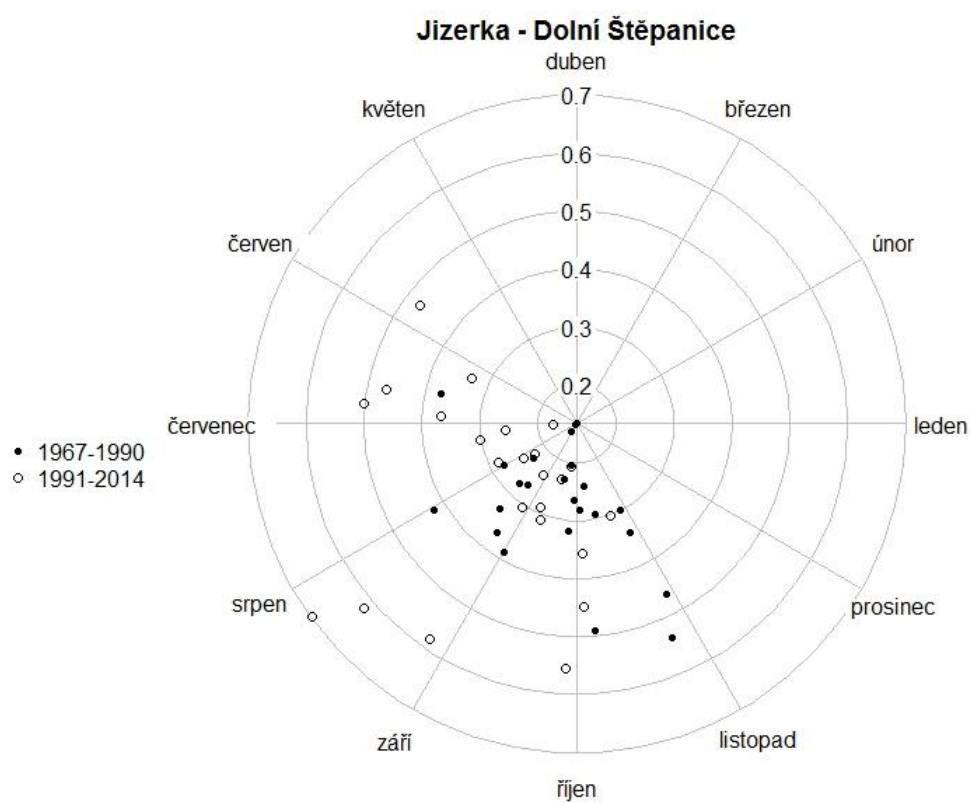
Průměrné DOY7Qmin se vyskytovaly od srpna do poloviny září. Ve starším období 1967-1990 se průměrný DOY7Qmin převážně vyskytoval ke konci srpna do poloviny září, naopak v období 1991-2014 se vyskytoval převážně od začátku srpna do začátku září. Průměrné datum výskytu minimálního průtoku je 28. srpna. Posun do dřívějšího období v roce je pozorován u 7 z 11 zkoumaných povodí, u dvou povodí nedošlo k posunu ve sledovaných dílčích obdobích a ve dvou povodích (Teplá Vltava a Divoká Orlice) došlo k opoždění průměrného dne minimálních průtoků. Když vezmeme v potaz pouze sedm stanic, kde se minimální průtoky vyskytovaly dříve v roce, tak se průměrné minimální průtoky posunuly o 15 dní. Velikosti průměrných minimálních průtoků ve dnech výskytu minimálního 7 denního průtoku vykazovaly pozitivní i negativní trendy. Velikost minimálních průtoků se zvýšila oproti staršímu období 1967-1990 v povodí Rolavy, Mumlavy a Jizerky. Pokles minimálních průtoků byl pozorován v povodí Úpy, Modrého potoka, Vydry, Morávky a Divoké Orlice. V povodí Smědé, Teplé Vltavy a Rožnovské Bečvy se hodnoty průtoků v pozorovaném období nezměnily (Obr. 11).

Výsledky provedených analýz vedou k domněnce, že u výše položených povodí s vyšší akumulací sněhu (Vydra, Úpa, Modrý potok) dochází ke snížení minimálních průtoků v důsledku změny podílu sněhových srážek, snižující se vodní hodnotě sněhu a posunu dne výskytu minima letních nízkých průtoků. V povodích s přechodným sněho-dešťovým režimem se snižuje S/P a akumulace sněhu, ale pravděpodobně se zvyšují dešťové srážky, a proto se 7 denní minimum průtoků se zvyšuje. Zároveň však platí trend výskytu DOY7Qmin dříve v roce z důvodu posunu doby tání sněhu (povodí Jizerky, Mumlavy, Rolavy).



Obr. 11: Kruhový graf dne výskytu 7 denního minimálního průtoku v 11 povodích ČR. Osa y značí hodnoty minimálních průtoků [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], prázdná kolečka a číslo 1 značí období 1967-1990, plná kolečka a číslo 2 značí období 1991-2014.

Největší posun průměrného dne výskytu minimálního letního průtoku o 34 dní dříve oproti období 1967-1990 byl zaznamenán na hydrologické stanici Dolní Štěpanice v povodí Jizerky. Den výskytu minimálního průtoku je nejčastější od počátku srpna do konce října ve starším období. Naopak v období 1991-2014 byl minimální průtok nejčastěji dosažen od počátku června do počátku října. Průměrné minimální průtoky dosahují vyšších hodnot v období 1991-2014 nejspíše vlivem zvýšení úhrnu srážek (Obr.12).



Obr. 12: Kruhový graf výskytu minimálních letních průtoků v teplém období (květen až říjen) pro povodí Jizerky, profil Dolní Štěpanice v období 1967-2014. Osa y značí hodnoty minimálních průtoků [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$].

5 DISKUZE

5.1 Vliv změn vodní hodnoty sněhu a charakteristik povodí na minimální průtoky v teplém období

Výsledky této studie ukazují, že minimální průtoky v teplém období v jedenácti horských povodích jsou citlivé, tzn., že reagují změnou průtoku na změny vodní hodnoty sněhu (SVH), což je konzistentní s výsledky (Godsey et al. 2014; Jeníček et al. 2016). V mírném podnebí České republiky se však vliv meziročních změn maximální vodní hodnoty sněhu na letní nízké průtoky projevil pouze ve výše položených povodích (Obr. 8). V níže položených povodích sněh ovlivňoval minimální průtoky pouze v době tání sněhu a bezprostředně po něm (Obr. 9). Stejně tak výsledky Jeníček et al. (2016) ukázaly, že pokles vodní hodnoty sněhu způsobil větší pokles letních nízkých průtoků v povodích nad 2000 m n. m. oproti povodím ležícím níže nežli 2000 m n. m. v mírném vlhkém podnebí Švýcarska. Největší pokles letních nízkých průtoků zapříčiněný poklesem vodní hodnoty sněhu byl logicky pozorován v sušším podnebí s nedostatkem letních srážek jako je pohoří Sierra Nevada v Kalifornii (Godsey et al. 2014). Největší citlivost průtoků všech studovaných povodí ke změnám SVH se projevila v dubnu, protože taje sněh ve většině studovaných povodí. Následně se s postupujícím časem od doby tání sněhu vliv vodní hodnoty sněhu na minimální průtoky snižoval (Obr. 10) stejně jako ve švýcarských povodích (Jeníček et al. 2016), ale neplatí to pro sušší klima Kalifornie, kde se projevil vliv působení sněhu i z předešlého roku (Godsey et al. 2014).

Vztah maximální vodní hodnoty sněhu a minimálních 7 denních průtoků byl významný od dubna do června ve výše položených povodích dle Spearmanova korelačního koeficientu. Vliv sumy zimních srážek a podílu sněhových srážek byl menší než vodní hodnoty sněhu na minimální průtoky v teplém období ve studovaných povodích (Tabulka 6). Tyto výsledky se liší od výsledků Jeníček et al. (2016), které prokázaly větší vliv zimních srážek od června do září pro povodí v nižších a od května do června pro povodí ve středních nadmořských výškách

v porovnání s vodní hodnotou sněhu. Kdybychom se však podívali jednotlivě na studovaná povodí, tak by se dalo říci, že v níže položených povodích, mají větší vliv zimní srážky než vodní hodnota sněhu v dubnu (Obr. 7). Vliv sumy pozitivních teplot vzduchu se ve švýcarských povodích neprojevil (Jeníček et al. 2016), proto tento vliv na letní nízké průtoky v této práci nebyl zkoumán. Spearmanův korelační koeficient 7 denních minimálních průtoků a maximální vodní hodnoty sněhu nabýval nízkých hodnot a značně se lišil ve studovaných povodích (Obr. 7). Vztah sněhových proměnných a minimálních průtoků je poměrně volný a z toho plyne, že sníh vysvětluje variabilitu nízkých průtoků pouze částečně.

Přestože se sklon regresních přímek vyjadřující citlivost nízkých průtoků ke změnám vodní hodnoty sněhu v jednotlivých povodích značně liší, jsou dané vztahy velmi signifikantní ($p < 0,01$) od dubna do června v povodích ve vyšších nadmořských výškách. Povodí Teplé Vltavy, Úpy a Vydry vykazují signifikantní vztah i v červenci (Tabulka 9), což je pravděpodobně dáno nadmořskou výškou, protože všechna tato povodí mají průměrnou nadmořskou výšku > 1000 m n. m. (Tabulka 4). Sníh tedy ovlivňuje minimální průtoky v teplém období po delší dobu ve výše položených povodích ČR pravděpodobně z důvodu nižší teploty vzduchu, vyšší akumulace sněhu a pozdějšího tání (Birsan et al. 2005; Straudinger et al. 2014). Z výše položených povodí byla největší reakce nízkých průtoků na změny vodní hodnoty sněhu pozorována v květnu v povodí Úpy, zatímco reakce Vydry byla o více jak polovinu nižší (Obr. 8). Rozdílná reakce povodí Vydry a Úpy může být dána odlišnou sněhovou akumulací v těchto povodí (Tabulka 3). Také se může projevit vliv umístění klimatologických stanic, které vystihují sněhové podmínky povodí. Churáňov totiž leží ve srážkovém stínu a akumulace sněhu je na stanici nižší, než by odpovídalo reálnému stavu v povodí Vydry. Naopak stanice Labská bouda leží v závětrí a akumulace sněhu je tak zde vyšší. Rozdílný projev může ovlivňovat i procento zalesnění, protože v odlesněných částech povodí se sníh nedrží tak dlouho a dochází zde k urychlení povrchového odtoku (Stähli et al. 2001). Dále se mohou projevit změny krajinného pokryvu - povodí Vydry bylo velmi postiženo kůrovcovou kalamitou (Langhammer et al. 2015). Rozdíl reakce obou povodí by mohla být vysvětlena i odlišnými charakteristikami povodí – geologickými a půdními vlastnostmi povodí, protože nízké průtoky jsou ovlivňovány charakteristikami povodí (Laaha et al. 2013, Van Lanen et al. 2013). Proto Jeníček et al. (2016) zkoumali vliv charakteristik povodí na sklon regresních přímek. Tito autoři prokázali vliv nadmořské výšky, vodní hodnoty sněhu a podílu sněhových srážek od června do srpna a vliv sklonitosti a hustoty říční sítě od července do srpna. Domněnka vlivu nadmořské výšky na sklon

regresních přímek v českých povodích byla prokázána Spearmanovým korelačním koeficientem. Vliv nadmořské výšky se prokázal v květnu a červnu (Tabulka 10).

Výsledky Jeníčka et al. (2016) ukazují, že SVH ovlivňuje nízké průtoky po delší dobu ve výše položených, sklonitějších švýcarských povodích s vyšší hustotou říční sítě a vyšší maximální hodnotou SVH než v níže položených, méně sklonitých povodích s nižší hustotou říční sítě a maximální SVH (Jeníček et al. 2016). Staudinger et al. (2015) tvrdí, že výše položená a sklonitější povodí jsou méně náchylná k suchu, ne však pouze z důvodu vyšších sněhových zásob, ale i vyšší kapacity zadržení podzemní vody. Přesto se Jeníček et al. (2016) domnívají, že tato citlivost by se mohla zvýšit vzhledem ke snižující se SVH v důsledku klimatické změny. Analýzy této studie neprokázaly statisticky významný vliv ostatních charakteristik povodí: plochy povodí, sklonitosti, průměrné SVH, ani S/P nebo nebyla nalezena fyzikální příčina závislosti, přestože byla aplikována stejná metoda závislosti sklonu regresních přímek a charakteristik povodí jako ve studii Jeníček et al. (2016). To, že se neprojevil statisticky významný vliv SVH a S/P, může být dáno staničními daty, kdy stejné průměrné hodnoty sněhových parametrů klimatických stanic odpovídají různým sklonům regresních přímek vyjadřujících citlivost nízkých průtoků ke změnám SVH. Pro tuto analýzu by pravděpodobně byla lepší gridová data meteorologických proměnných, nicméně ta pro ČR neexistují.

Vliv půdních druhů a podzemní vody nebyl v této studii zkoumán, neboť v prostředí ČR neexistuje dostatečně hustá a rovnoměrně rozmístěná síť monitoringu podpovrchových vod v horských oblastech. Stav podzemí vody je omezeně dostupnou charakteristikou, a proto je často modelován, abychom mohli posoudit jeho vliv na povrchový odtok (Huntington & Niswonger 2012). Literatura se rozchází ohledně vlivu druhů půd s různou kapacitou vlhkosti na hydrologické sucho (Eng and Milly 2007, Van Lanen et al. 2013), nicméně je jasné, že nedostatek půdní vlhkosti snižuje zásoby podzemních vod (Smakhtnin 2001). Systémy podzemních vod charakterizované různou rychlostí odvodnění výrazně ovlivňují množství vody v povrchových tocích (Van Lanen et al. 2013; Huntington et al. 2004; Tague et al. 2008, Tague & Grant 2009), proto je možné, že by se vliv systémů podzemních vod s různou odvodňovací rychlostí projevil i ve studovaných povodích ČR. Navíc vliv podzemní vody na odtokový režim v kontextu klimatické změny zdůrazňují studie: (Tague & Grant 2004; Tague & Grant 2009; Arnell 2008; Mayer & Naman 2011; Jefferson et al. 2008, Van Lanen et al. 2013) a podzemní voda je považována za stejně významnou jako nadmořská výška (Tague & Grant 2009). Proto

lze předpokládat, že zavedení sítě monitoringu podzemních vod i v horských oblastech a z ní získaných informací by mohlo zlepšit predikci sucha a s ním spjatých nízkých průtoků.

Z provedených analýz této studie vyplývá, že v českých povodích jsou průtoky citlivé ke změnám SVH především na jaře. V letním období se vliv sněhu projevuje jen ve výše položených povodích > 1000 m n. m, a to v červnu, výjimečně i v červenci. To znamená, že v českých horských povodích je vliv sněhu na letní nízké průtoky omezený a nepotvrdila se tedy domněnka, že by pokles podílu sněhových srážek a sněhové akumulace měl výrazný dopad na snížení letních nízkých průtoků a že by snížení akumulace sněhu mohlo způsobit závažné problémy vodnímu hospodářství se zajištěním vody v letním období. Pokud bychom ale analyzovali pouze roky s podprůměrnými letními srážkami, je možné, že by se projevil rozdílný vliv nadprůměrné a podprůměrné vodní hodnoty sněhu stejně jako ve švýcarských povodích, kdy Jeníček et al. (2016) zjistil, že letní průtoky značně poklesly v letech s podprůměrnou maximální vodní hodnotou sněhu a průměrnými srážkami oproti letům s nadprůměrnou SVH a stejným úhrnem srážek. Toto zjištění prokázalo vliv působení sněhu, ale majoritní vliv mají srážky, neboť v letech s dostatečným úhrnem srážek a podprůměrné sněhové akumulace se snížení letních nízkých průtoků neprojevovalo (Jeníček et al. 2016). Výskyt minimálních průtoků ve vodních tocích ve vegetační sezóně je v českých povodích zapříčiněn výrazným nedostatkem srážek a postupně se zmenšujícími zásobami podzemní vody (Daňhelka et al. 2015), proto se lze domnívat, že by horská povodí ČR reagovala stejně jako švýcarská.

Je třeba upozornit, že práce si nekladla za cíl stanovit nejlepší prediktor vysvětlující variabilitu nízkých průtoků v letním období, ale zjišťuje vliv působení sněhových proměnných zejména vodní hodnoty sněhu. Změny podílu sněhových srážek, vodní hodnoty sněhu a doby tání ovlivňují letní nízké průtoky pouze částečně. Je to způsobeno tím, že změny nízkých letních průtoků ovlivňují další činitelé. Tague & Grant (2009) tvrdí, že meziroční variabilita nízkých průtoků je ovlivňována kombinací změn: skupenstvím srážek, změnou doby tání, kapacitou zadržení podpovrchové vody a evaporačními ztrátami. Dopady sucha v ČR budou v budoucnosti pravděpodobně záviset především na trendu úhrnu srážek, kapacitě zadržení podzemních vod, změnách krajinného pokryvu a evapotranspiraci, která je jednou ze základních složek hydrologické bilance.

5.2 Důsledky klimatické změny

Vliv sněhu na nízké průtoky se pravděpodobně sníží, protože současné klimatické modely ukazují na zvýšení teploty vzduchu (Adam et al. 2009, ČHMÚ 2011; IPCC 2013), která je příčinou snížení množství sněhových srážek a akumulace sněhu (Barnett et al. 2005; Adam et al. 2009; IPCC 2013; Vajskebr et al. 2013). Rozhodující pro trend podílu sněhových srážek je teplota vzduchu (blízká 0 °C) při které se mění skupenství srážek. Pokud se zvyšuje teplota vzduchu, ale nepřesahuje tuto mez, nedochází tím pádem ani k poklesu podílu sněhových srážek (Knowles et al. 2006; Stewart 2009). Prostorová a časová variabilita S/P je mimo zvyšující se teplotu vzduchu, která závisí na poloze geografického regionu a nadmořské výšce (Scherrer et al. 2004; Scherrer & Appenzeller 2006), vysvětlována atmosférickými a oceánskými oscilacemi (Scherrer et al. 2013) či sezónním vzdušným prouděním: monzuny (Takeuchi et al. 2008). Pokles podílu sněhových srážek je předpokládán i přes simulovaný nárůst srážek, ke kterému může dojít v některých oblastech (Feng & Hu 2007b; Huntington et al. 2004). Přestože meziroční a dekadická variabilita sněhových proměnných je velká, byl pozorován například pokles počtu dní se sněhovými srážkami, výšky sněhu (Fassnacht et al. 2016; Vajskebr et al. 2013; Vincent et al. 2015; Marty & Blanchet 2012) a vodní hodnoty sněhu (Mote 2003; Mote et al. 2005). Snížená akumulace sněhu by mohla snížit zásoby podzemní vody a následně by se mohly snížit i průtoky v letním období v povodí ovlivněných sněhem (Earman et al. 2006).

V prostředí ČR je taktéž simulováno zvýšení teploty vzduchu (ČHMÚ 2011; Vajskebr et al. 2013) a byl pozorován mírný pokles podílu sněhových srážek, výšky sněhu a počtu dní se sněhovými srážkami (Vajskebr et al. 2013; Langhammer et al. 2015). Na základě výše uvedených poznatků je očekáván pokles sněhových srážek a vodní hodnoty sněhu, přestože tato práce nehodnotila současné změny trendů časových řad klimatických a sněhových proměnných způsobených klimatickou změnou. Sníh bude ovlivňovat letní průtoky po kratší dobu z důvodu snížení sněhových zásob ve vyšších nadmořských výškách, což by mohlo vést k problémům se zajištěním dostupnosti vody v oblastech závislých na čerpání vody z tání sněhu. Tyto problémy by se mohly projevit především v oblastech s nedostatkem srážek v letním období jako je Kalifornie, kde voda z tání sněhu významně zásobuje povrchové toky. Potvrzením předpokládaného vývoje trendů jsou výsledky modelu RHESSYS aplikovaného v pohoří Sierra Nevada v Kalifornii, kdy výsledky ukazují, že 10% pokles SVH způsobí pokles letních nízkých průtoků o 1-8 %, avšak vzrůstá nejistota vývoje srážek. Při použití metody extrapolace historických hodnot nízkých průtoků a SVH se dokonce ukázalo, že při změně SVH o 50 % by

v letním období neprotékala voda ve studovaných tocích. V mírném vlhkém podnebí se velké změny letních nízkých průtoků pravděpodobně neprojeví (Godsey et al. 2014).

5.3 Posun doby výskytu minimálních průtoků

Vlastní provedená analýza potvrdila posun doby výskytu minimálního průtoku do dřívějšího období u sedmi z jedenácti studovaných povodí, ale nebylo provedeno statistické testování trendů minimálních letních průtoků. Výsledky Fiala et al. (2010) ukázaly, že minimum nízkých průtoků se posunuje do dřívějšího období, nicméně pouze 10 % výsledků bylo významných na $p < 0,05$. Na druhou stranu u signifikantních trendů se 93 % minimálních průtoků vyskytlo dříve v roce (Fiala et al. 2010). Výsledky této studie ukázaly, že průměrné datum letního (květen až říjen) minimálního průtoku je 28. srpen ve studovaných povodích, což je shodné s výsledky Fiala et al. (2010) pro povodí ČR a Kriaučiūnienė et al. (2007) pro povodí litevských řek. Datum minimálních průtoků sedmi horských povodí této studie se v průměru posunul do dřívějšího období o 15 dní. Příčinou dřívějšího letního sucha je patrně dřívější kulminace jarních povodní způsobených teplejšími zimami (Fiala et al. 2010; Ledvinka 2015). Dále výsledky předkládané práce prokázaly, že den nejpozdějšího průměrného minima průtoků se vyskytuje do poloviny září. Pozdější výskyt průměrného minima průtoků je charakteristický pro horská povodí v porovnání s níže položenými povodími, a je vysvětlen pozdějším maximem a poklesem povodňové vlny (Ledvinka 2015). Přesto i ve výše položených horských povodích se datum minimálních průtoků posunulo do dřívějšího období v roce a snížil se průtok dle vlastních výsledků. Whitaker et al. (2009) tvrdí, že doba tání sněhu určuje posun výskytu minimálního 7 denního průtoků. Jeníček et al. (2016) zjistil, že datum výskytu minimálního 7 denního průtoků závisí na dnu v roce, kdy bylo dosaženo maximální vodní hodnoty sněhu. Počátek období nízkých průtoků závisí na počátku tání sněhu i na dnu maximální hodnoty sněhu (Godsey et al. 2014). Doba tání sněhu i letní nízké průtoky se vyskytují dříve v roce v důsledku změn vodní hodnoty sněhu, které jsou podmíněny množstvím sněhových srážek. Počátek tání sněhu je určen teplotou vzduchu v zimním období, teplota vzduchu však neovlivňuje vodní hodnotu sněhu. Posun doby tání sněhu i nízkých průtoků v důsledku poklesu vodní hodnoty sněhu byl prokázán v povodích v pohoří Sierra Nevada u USA (Godsey et al. 2014).

5.4 Problémy a chyby měření staničních sněhových a hydrologických dat

Všechna staniční data jsou zatížena určitou mírou nejistoty. Měření parametrů sněhové pokrývky čelí různým problémům a) geografickým - nerovnoměrné výškové a plošné rozložení stanic b) metodickým - nereprezentativní sněhoměrný profil (nerovnoměrné umístění profilů na

otevřené ploše a v lese c) chyby vzniklé při měření pozorovatelem. Klíčový je výběr reprezentativní lokality. Nadmořská výška, expozice, typ vegetace, geomorfologie (konvexní a konkávní reliéf), směr a rychlost větru, sluneční svit jsou významnými faktory, které ovlivňují výběr místa. Nevhodně zvolené místo nereprezentuje okolní krajinu a způsobuje nadhodnocení/podhodnocení měřených veličin. Při měření vodní hodnoty sněhu vznikají chyby - použitím různých typů sněhoměrů, kdy se naměřené hodnoty mohou mírně lišit. Důležitá je rovněž struktura sněhové pokrývky (prachový, vrstevnatý sníh s vysokou hustotou a ledovými krustami) (Bercha a Jiráček 2012). Na nehomogenitách v časových řadách se podílí změna pozorovacího místa, pozorovatele, měřících technik a měřících přístrojů (Kunkel et al. 2005, Vajskebr et al. 2010). Analýzy trendů dlouhých časových řad ovlivňují i meteorologické podmínky jako je zamrznutí stanic, proto je třeba výsledky hodnotit kriticky (Vajskebr et al. 2013). Měření ve staniční síti ČR je také mírně podhodnoceno zejména v středních a vyšších nadmořských výškách. Konkrétním příkladem je výběr automatické klimatické stanice Churáňov, která leží ve srážkovém stínu. Srážkové úhrny a akumulace sněhu na stanici Churáňov jsou podhodnoceny, oproti reálným podmínkám v povodí Vydry, přesto je Churáňov nejreprezentativnější českou stanicí pro povodí Vydry. Naopak stanice Labská bouda leží v závětrí, a proto se zde akumuluje více sněhu.

Obecně měření průtoků za nízkých stavů je zatíženo větší neurčitostí než u průměrných průtoků. Hydrologická data průtoků jsou ovlivněna také měřícími přístroji, metodickými postupy a správností konsumpčních křivek (Vajskebr et al. 2013). Nízké průtoky jsou nejlépe odhadovány pro dlouhé časové řady: min 30 let (Hisdal et al., 2004), proto byla snaha vybrat co nejdélší časové řady hydrologických a klimatických stanic. Nicméně kvalita starších dat je nižší a v datech se vyskytuje vyšší podíl chyb, se kterými je nutno se vypořádat. Je to dáno horšími dobovými metodami kontroly, jež nebyly schopny odhalit všechny problémy v naměřených údajích či nedůsledností pozorovatelů.

5.5 Obecná platnost výsledků a budoucí směřování výzkumu

Je třeba upozornit, že interpretace výsledků je založená na výběru specifické studované oblasti, a tudíž výsledky nemusejí být validní pro ostatní regiony střední Evropy mírného klimatického pásu. Výsledky této studie se v rámci jednotlivých povodí lišily ve zkoumaném období 1980-2014, a proto je třeba věnovat zvýšenou pozornost při interpretaci obecných trendů. S postupně prodlužujícími se časovými řadami vodní hodnoty sněhu budou dostupné věrohodnější výsledky, proto je potřeba nadále spravovat stávající měřící síť ČHMÚ. Podobná

analýza historických dat obohacená o simulace budoucího vývoje by mohla být provedena i v povodích situovaných v pohraničních oblastech sousedících států České republiky – Německu, Rakousku, Polsku a Slovensku. Více výsledků z regionů mírného podnebného pásu by pomohly ověřit zkoumaný vztah vlivu změn vodní hodnoty sněhu na letní nízké průtoky, což by vedlo k objektivnějším závěrům a předpovědi budoucího vývoje.

Aby bylo možné zavést dlouhodobá opatření proti rizikům hydrologického sucha, zlepšit predikci a včas varovat před jeho následky, je potřeba detailně porozumět fyzikálním procesům řídícím projevy sucha. Tato studie shrnuje současný stav znalostí mechanismu sucha a jej ovlivňujících faktorů. Z provedené rešerše literatury vyplývá, že velké množství článků se zaměřuje na trendy klimatických a sněhových proměnných. Menší pozornost byla věnována vlivu charakteristik povodí na minimální průtoky v letním období, proto je třeba především objasnit, jaký je vliv kapacity zadržení podzemní vody, míry čerpání podzemní vody povrchovými toky a půdní vlhkosti na hydrologické sucho. Stejně tak by bylo potřeba zhodnotit roli evapotranspirace v horských povodích či oblastech, kde dochází ke kolísání teploty vzduchu okolo 0 °C, jelikož evapotranspirace je jednou ze základních složek hydrologické bilance.

Budoucí směřování výzkumu by mohlo doplnit výsledky této studie a zabývat se modelováním vlivu změn vodní hodnoty sněhu na meziroční variabilitu letní nízkých průtoků. Vhodné by bylo použít model, který by zahrnoval všechny komponenty ovlivňující letní nízké průtoky a simuloval by časové řady vodní hodnoty sněhu, evapotranspirace a charakteristik podzemního a povrchového odtoku vybraných povodí. Model by tak komplexně zhodnotil vliv faktorů na meziroční variabilitu nízkých letních průtoků. Také by mohla být použita jiná charakteristika nízkých průtoků než denní nízké průtoky například nedostatkové objemy V_{330} nebo V_{355} , jelikož Ledvinka (2015) zjistil, že trendy V_{355} jsou signifikantnější než trendy 7 denních minimálních průtoků ve 144 českých povodích. Pro vodní management je důležité hodnotit celkově jak citlivost povrchového odtoku, tak reakci podpovrchové vody k suchu (Huntington & Niswonger 2012). Zahrnutí vlastností podzemní vody do modelů by tak mohla snížit nejistotu předpovědi a predikce letních nízkých průtoků (Tague & Grant 2009a; Van Lanen et al. 2013). Popřípadě by se ve sledovaných povodích mohl zavést monitoring půdní vlhkosti, a zjistit, jak hluboko sahá hladina půdní vody, například pomocí zasakovacích barviv.

Další směřování výzkumu by se mohlo orientovat na vytvoření gridových dat ČR vodní hodnoty sněhu vhodného prostorového rozlišení pro analýzy v měřítku povodí, která jsou běžně využívána například v USA, Kanadě a Švýcarsku. Výsledky staničních dat by poté mohly být porovnány s gridovými a mohlo by se dosáhnout zpřesnění informace vodní hodnoty sněhu v jednotlivých povodích. Také by bylo vhodné provést analýzu zdůrazňující vliv působení vodní hodnoty sněhu sledováním podprůměrných a nadprůměrných roků vodní hodnoty sněhu za průměrného/podprůměrného úhrnu srážek.

6 ZÁVĚR

Práce hodnotí vliv sněhových parametrů na meziroční variabilitu nízkých průtoků v teplém období v jedenácti českých horských povodích v období 1980 – 2014. Hlavní pozornost byla věnována zjištění, po jak dlouhou dobu ovlivňuje maximální vodní hodnota sněhu nízké průtoky v teplém období. Jak minimální průtoky jednotlivých povodí reagují na změny maximální vodní hodnoty sněhu. Dále si práce kladla za cíl stanovit průměrné datum minimálních letních průtoků a také zjistit, zda se posunuje do dřívějšího období. Všechny výsledky práce jsou založené na staničních datech hydrologických a meteorologických stanic ČHMÚ.

Hlavní zjištění jsou:

- 1) vodní hodnota sněhu ovlivňuje meziroční variabilitu nízkých průtoků v letním období, ale vysvětluje ji pouze částečně.
- 2) Korelace sněhových prediktorů, sumy zimních srážek a minimálních průtoků v teplém období se značně liší v jednotlivých povodích. Významnější korelace se projevily v povodí Vydry a Úpy, kde je závislost patrná od dubna do června. V povodí Teplé Vltavy je závislost signifikantní až do září.
- 3) Maximální vodní hodnota sněhu ovlivňuje minimální průtoky po delší dobu ve výše položených povodích ČR - od dubna do června pravděpodobně z důvodu pozdějšího tání sněhu a vyšší sněhové akumulace, vliv klesá s postupující dobou v roce od doby tání.
- 4) Citlivost minimálních průtoků ke změnám SVH je vyšší ve výše položených povodích.
- 5) Posun výskytu průměrného dne minimálních průtoků do dřívějšího období se projevila u 7 z 11 hydrologických profilů. Příčiny tohoto posunu nebyly v práci zkoumány, lze se však domnívat, že jedním z faktorů je dřívější výskyt maximální vodní hodnoty sněhu a dřívější tání sněhu. Minimální letní průtoky sedmi povodí se průměrně vyskytly o 15 dní dříve. Ve výše položených povodích se velikost průměrného minimálního letního průtoky za období 1991-2014 snížila oproti období 1967-1990. Je

tedy možné, že minimální letní průtoky se vyskytují dříve v roce a snižují se ve výše položených povodích.

- 6) Změny podílu sněhových srážek a sněhové akumulace nezpůsobí výrazný pokles množství vody ve studovaných tocích v letním období. Tání sněhu samozřejmě ovlivňuje jarní průtoky, ale vliv vodní hodnotou sněhu na letní nízké průtoky se více projevuje pouze ve výše položených horských povodích ČR.
- 7) Sníh zřejmě není vhodným indikátorem predikce nízkých letních průtoků v prostředí mírného vlhkého podnebí ČR, ale má výrazný vliv v oblastech s nedostatkem letních srážek jako je pohoří Sierra Nevada v USA. Zároveň je však jedním z faktorů, který meziroční variabilitu nízkých letních průtoků vysvětluje, proto by vodní hodnota sněhu mohla být společně s údaji o evapotranspiraci a stavu podzemní vody začleněna do modelů simulujících dopady sucha a společně by mohly zlepšit predikci hydrologického sucha.

7 Použité zdroje literatury

- ADAM, J. C., HAMLET, A. F., & LETTENMAIER, D. P. (2009). Implications of global climate change for snowmelt hydrology in the twenty-first century. *Hydrological Processes*, 23(October), 962–982.
- AESCHBACH-HERTIG, W., & GLEESON, T. (2012). Regional strategies for the accelerating global problem of groundwater depletion. *Nature Geoscience*, 5(12), 853–861. Dostupné z: <http://www.nature.com/doi/10.1038/ngeo1617>.
- ALLEN, D. M., WHITFIELD, P. H., & WERNER, A. (2010). Groundwater level responses in temperate mountainous terrain: Regime classification, and linkages to climate and streamflow. *Hydrological Processes*, 24(23), 3392–3412.
- ARNELL, N. (2008). Climate change and global water resources. *Global Environmental Change*, 9(June), S31–S49.
- BARNETT, T. P., ADAM, J. C., & LETTENMAIER, D. P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438(7066), 303–309. Dostupné z: <http://www.nature.com/doi/10.1038/nature04141>.
- BEAULIEU, M., SCHREIER, H., & JOST, G. (2012). A shifting hydrological regime: a field investigation of snowmelt runoff processes and their connection to summer base flow, Sunshine Coast, British Columbia. *Hydrological Processes*, 26(17), 2672–2682. <http://doi.org/10.1002/hyp.9404>
- BELLAIRE, S., JAMIESON, B., THUMLERT, S., GOODRICH, J., & STATHAM, G. (2016). Analysis of long-term weather, snow and avalanche data at Glacier National Park, B.C., Canada. *Cold Regions Science and Technology*, 121, 118–125. Dostupné z: http://apps.webofknowledge.com/full_record.do?product=UA&search_mode=GeneralSearch&qid=2&SID=W2vcYJqGALbpXB1v2ns&page=14&doc=137&cacheurlFromRightClick=no.
- BENISTON, M., & STOFFEL, M. (2014). Assessing the impacts of climatic change on mountain water resources. *Science of the Total Environment*, 493, 1129–1137.
- BERCHA, Š. A J. JIRÁK. (2012): Měření a vyhodnocování zásob vody ve sněhové pokrývce. ČHMÚ,

- Praha, (poster).
- BIRSAN, M., MOLNAR, P., BURLANDO, P., & PFAUNDLER, M. (2005). Streamflow trends in Switzerland. *Journal of Hydrology*, 314, 312–329.
- BLOOMFIELD, J. P., MARCHANT, B. P., SURVEY, G., BUILDING, M., GIFFORD, C., SURVEY, G., & CENTRE, E. S. (2013). Analysis of groundwater drought building on the standardised precipitation index approach. *Hydrological Sciences Journal*, 17, 4769–4787.
- BUNN, S. E., & ARTHINGTON, A. H. (2002). Basic Principles and Ecological Consequences of Altered Flow Regimes for Aquatic Biodiversity 1. *Environmental Management*, 30(4), 492–507. <http://doi.org/10.1007/s00267-002-2737-0>
- CATTIAUX J., VAUTARD R., CASSOU C., YIOU P., MASSON-DELMOTTE V., CODRON F. (2010). Winter 2010 in Europe: a cold extreme in a warming climate. *Geophysical Research Letters*, 37.
- ČHMÚ (2011a). Zpřesnění dosavadních odhadů dopadů klimatické změny v sektorech vodního hospodářství, zemědělství a lesnictví a návrhy adaptačních opatření, *Technické shrnutí výsledků projektu 2007 – 2011, Projekt VaV – SP/1a6/108/07*, Praha, 67.
- ČHMÚ (2011b): *Změna klimatu: Změna klimatu v ČR*. Dostupné z: http://portal.chmi.cz/files/portal/docs/meteo/ok/klimazmena/files/cc_chap10.pdf.
- DAŇHELKA J., BERCHA Š., BOHÁČ M., CRHOVÁ L., ČEKAL R., ČERNÁ L., ELLEDER, L., FIALA R., CHUCHMA F., KOHUT M., KOURKOVÁ H., KUBÁT J., KUKLA P., KULHAVÁ R., MOŽNÝ M., REITSCHLÄGER J.D., ŘIČICOVÁ P., SANDEV M., ŠŘIVÁNKOVÁ P., ŠERCL P., ŠTEPÁNEK P., VALERIANOVÁ A., VLNAS R., VRABEC M., VRÁBLÍK M., ZAHRADNÍČEK P., ZRZAVECKÝ M. (2015). *Vyhodnocení sucha na území České republiky v roce 2015*. ČHMÚ, Praha, 160.
- DAI, A. (2008). Temperature and pressure dependence of the rain-snow phase transition over land and ocean. *Geophysical Research Letters*, 35(12), 1–7.
- DEWALLE, D. R., & RANGO, A. (2008). *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- DOESKEN, N. J., AND A. JUDSON (1996). *The snow booklet: A guide to the science, climatology, and measurement of snow in the United States*. Colorado State University, Fort Collins, CO, 84.
- DÖLL, P., HOFFMANN-DOBREV, H., PORTMANN, F. T., SIEBERT, S., EICKER, A., RODELL, M., ... SCANLON, B. R. (2012). Impact of water withdrawals from groundwater and surface water on continental water storage variations. *Journal of Geodynamics*, 59-60, 143–156. DRAGONI, W., & SUKHIJA, B. S. (2008). Climate change and groundwater: a short review. *Geological Society*, 288(1), 1–12. <http://doi.org/10.1144/SP288.1>

- EARMAN, S., CAMPBELL, A. R., PHILLIPS, F. M., & NEWMAN, B. D. (2006). Isotopic exchange between snow and atmospheric water vapor: Estimation of the snowmelt component of groundwater recharge in the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 111(9), 1–18.
- ENG, K., MILLY, P. C. D. (2007). Relating low-flow characteristics to the base flow recession time constant at partial record stream gauges, *Water Resources Research*, 43, 8, 30.
- EUROPEAN ENVIRONMENT AGENCY. (2007). *EEA Briefing: Climate Change and Water Adaptation Issues*. Dostupné z http://www.eea.europa.eu/publications/briefing_2007_1
- FASSNACHT, S. R., CHERRY, M. L., VENABLE, N. B. H., & SAAVEDRA, F. (2016). Snow and albedo climate change impacts across the United States. *The Cryosphere*, 10, 329–339.
- FEICCABRINO, J., & LUNDBERG, A. (2008). Precipitation Phase Discrimination in Sweden. In *65th EASTERN SNOW CONFERENCE* (s. 239–254). Vermont, USA.
- FEICCABRINO, J. & LUNDBERG, A., 2008. Precipitation Phase Discrimination in Sweden. In *65th Eastern Snow Conference*. Vermont, USA, 239–254.
- FENG, S., & HU, Q. (2007a). Changes in winter snowfall/precipitation ratio in the contiguous United States. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(15), 1–12.
- FEYEN, L., & DANKERS, R. (2009). Impact of global warming on streamflow drought in Europe. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(17), 1–17.
- FIALA, T., OUARDA, T. B. M. J., & HLADNÝ, J. (2010). Evolution of low flows in the Czech Republic. *Journal of Hydrology*, 393, 206–218.
- FIALA, T., (2008). Statistical characteristics and trends of mean discharges of period 1961–2005. *Journal of hydrology and hydromechanics*, 56 (2), 133–140.
- FLEIG K., TALLAKSEN L.,M., HISDAL H., HANNAH D.,M. (2011). Regional hydrological drought in north-western Europe: linking a new Regional Drought Area Index with weather types. *Hydrological Processes*, 25(7), s.1163–1179.
- GODSEY, S. E., KIRCHNER, J. W., & TAGUE, C. L. (2014). Effects of changes in winter snowpacks on summer low flows: Case studies in the Sierra Nevada, California, USA. *Hydrological Processes*, 28 (19), 5048–5064.
- HANEL, M., KAŠPÁREK, L., PELÁKOVÁ, M., BERAN, A., AND VIZINA, A. (2013). Evaluation of changes in deficit volumes: support for protection of localities suitable for construction of reservoirs, in: *Considering Hydrological Change in Reservoir Planning and Management*, ed.: Schumann, A., IAHS Press, Wallingford, Oxfordshire, UK, 187–192.
- HENDL, JAN (2016). *Kvalitativní výzkum: základní teorie, metody a aplikace*. Čtvrté, přepracované a rozšířené vydání. Praha: Portál, 2016. ISBN 978-80-262-0982-9.

- HUNTINGTON, J. L., & NISWONGER, R. G. (2012). Role of surface-water and groundwater interactions on projected summertime streamflow in snow dominated regions: An integrated modeling approach. *Water Resources Research*, 48(W11524), 1–20.
- HUNTINGTON, T. G., HODGKINS, G. A., KEIM, B. D., & DUDLEY, R. W. (2004). Changes in the proportion of precipitation occurring as snow in New England (1949-2000). *Journal of Climate*, 17(13), 2626–2636.
- CHANG, H., & JUNG, I. W. (2010). Spatial and temporal changes in runoff caused by climate change in a complex large river basin in Oregon. *Journal of Hydrology*, 388(3-4), 186–207.
- IPCC. (2001). *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. (and C. A. J. (eds.)]. Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, Ed.) *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. . *Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC. (2013). Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In V. B. and P. M. M. [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia (Ed.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, (s. 1–29). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- JEFFERSON, A., NOLIN, A., LEWIS, S., & TAGUE, C. (2008). Hydrogeologic controls on streamflow sensitivity to climate variation. *Hydrological Processes*, 22(November 2008), 4371–4385. <http://doi.org/10.1002/hyp>
- JENÍČEK, M., SEIBERT, J., ZAPPA, M., STAUDINGER, M., & JONAS, T. (2016). Importance of maximum snow accumulation for summer low flows in humid catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20, 859–874.
- JONAS, T., MARTY, C. & MAGNUSSON, J., 2009. Estimating the snow water equivalent from snow depth measurements in the Swiss Alps. *Journal of Hydrology*, 378, s.161–167.
- KINGSTON D.,G., FLEIG A.,K., TALLAKSEN L.,M., HANNAH D.,M. (2013). Ocean–atmosphere forcing of summer streamflow drought in Great Britain. *Journal of Hydrometeorology*, 14, 331–344.
- KNOWLES, N., DETTINGER, M. D., & CAYAN, D. R. (2006). Trends in snowfall versus rainfall in the western United States. *Journal of Climate*, 19, 4545–4559.
- KRASTING, J. P., DIXON, K. W., & NOAA, G. (2013). Future Changes in Northern Hemisphere

- Snowfall. *Journal of Climate*, 26(October), 7813–7828.
- KRIAUCIŪNIENĖ, J., KOVALENKOVIENĖ, M., & MEILUTYTĖ-BARAUSKIENĖ, D. (2007). Changes of the Low Flow in Lithuanian Rivers. *Environmental Research, Engineering and Management*, 42(4), 5–12.
- KRIAUCIŪNIENĖ, J., MEILUTYTE-BARAUSKIENE, D., REIHAN, A., KOLTSOVA, T., LIZUMA, L., & SARAUSKIENE, D. (2012). Variability in temperature, precipitation and river discharge in the Baltic States. *Boreal Environment Research*, 17(2), 150–162.
- KUNKEL, K. E., PALECKI, M. A., ENSOR, L., EASTERLING, D., HUBBARD, K. G., ROBINSON, D., & REDMOND, K. (2009a). Trends in twentieth-century U.S. extreme snowfall seasons. *Journal of Climate*, 22(23), 6204–6216.
- KUNKEL, K. E., PALECKI, M., ENSOR, L., HUBBARD, K. G., ROBINSON, D., REDMOND, K., & EASTERLING, D. (2009b). Trends in Twentieth-Century U. S. Snowfall Using a Quality-Controlled Dataset. *American Meteorological Society*, 26, 33–44.
- KUNKEL, K. E., EASTERLING, D. R., HUBBARD, K., REDMOND, K., ANDSAGER, K., KRUK, M., SPINAR, M. (2005). Quality control of pre-1948 cooperative observer network data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 22, 1691–1705.
- LAAHA, G. (2000). Zur Beurteilung der Genauigkeit von Niederwasserkennwerten (in German). *Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienstes in Österreich*, 80, 61–68.
- LAAHA, G. S., DEMUTH, H. H., KROLL, C. N., VAN LANEN, H. A. J., NESTER, T., ROGGER, M., ... YOUNG, A. (2013). 8 Prediction of low flows in ungauged basins. In H. S. Günter Blöschl, Murugesu Sivapalan, Thorsten Wagener, Alberto Viglione (Ed.), *Runoff Prediction in Ungauged Basins*. Cambridge University Press, Cambridge, 163–188.
- LANGHAMMER, J., SU, Y., & BERNSTEINOVÁ, J. (2015). Runoff Response to Climate Warming and Forest Disturbance in a Mid-Mountain Basin. *Water*, 7(August), 3320–3342.
- LEDVINKA, O. (2015). Evolution of low flows in Czechia revisited. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 369, 87–95.
- LUNDQUIST, J. D., CAYAN, D. R., & DETTINGER, M. D. (2004). Spring Onset in the Sierra Nevada : When Is Snowmelt Independent of Elevation? *American Meteorological Society*, 5, 327–342.
- MARTY, C., & BLANCHET, J. (2012). Long-term changes in annual maximum snow depth and snowfall in Switzerland based on extreme value statistics. *Climatic Change*, 111(3), 705–721.
- MARTY, C., & MEISTER, R. (2012). Long-term snow and weather observations at Weissfluhjoch and its relation to other high-altitude observatories in the Alps. *Theoretical and Applied Climatology*, 110(4), 573–583.

- MAYER, T. D., & NAMAN, S. W. (2011). Streamflow response to climate as influenced by geology and elevation. *Journal of the American Water Resources Association*, 47(4), 724–738. <http://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2011.00537.x>
- MCKEE T., B., DOESKEN N., J., KLEISTJ. (1993): The relationship of drought frequency and duration to time scales. In *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology, Anaheim, CA 17-22 January 1993*; 179-183.
- MEKIS, É., & VINCENT, L. (2011). An Overview of the Second Generation Adjusted Daily Precipitation Dataset for Trend Analysis in Canada. *Atmosphere-Ocean*, 49(2), 163–177.
- MISHRA, A. K., & SINGH, V. P. (2010). A review of drought concepts. *Journal of Hydrology*, 391(1-2), 202–216. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.012>
- MISHRA, A. K., SINGH, V. P., & DESAI, V. R. (2009). Drought characterization: A probabilistic approach. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 23(1), 41–55.
- MORÁN-TEJEDA, E., LORENZO-LACRUZ, J., LÓPEZ-MORENO, J. I., RAHMAN, K., & BENISTON, M. (2014). Streamflow timing of mountain rivers in Spain : Recent changes and future projections. *JOURNAL OF HYDROLOGY*, 517, 1114–1127.
- MOTE, P. W. (2003). Trends in snow water equivalent in the Pacific Northwest and their climatic causes. *Geophysical Research Letters*, 30(12)(L1601), 1–4.
- MOTE, P. W., HAMLET, A. F., CLARK, M. P., & LETTENMAIER, D. P. (2005). Declining mountain snowpack in western north America. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86(1), 39–49.
- NĚMEC, L. (2006). Vodní hodnota sněhové pokrývky. In ČHMÚ (Ed.), *11. stretnutie snehárrov -Sborník ze semináře* (s. 67). Jablonec nad Nisou.
- O'GORMAN, P. A. (2014). Contrasting responses of mean and extreme snowfall to climate change. *Nature*, 512(7515), 416–U401.
- OKKONEN, J., & KLØVE, B. (2010). A conceptual and statistical approach for the analysis of climate impact on ground water table fluctuation patterns in cold conditions. *Journal of Hydrology*, 388(1-2), 1–12.
- PETERS, E., BIER, G., VAN LANEN, H. A. J., & TORFS, P. J. J. F. (2006). Propagation and spatial distribution of drought in a groundwater catchment. *Journal of Hydrology*, 321(1-4), 257–275.
- SAFEEQ, M., GRANT, G. E., LEWIS, S. L., & TAGUE, C. L. (2013). Coupling snowpack and groundwater dynamics to interpret historical streamflow trends in the western United States. *Hydrological Processes*, 27(5), 655–668.
- SERQUET, G., MARTY, C., DULEX, J.-P., & REBETEZ, M. (2011). Seasonal trends and temperature

- dependence of the snowfall/precipitation-day ratio in Switzerland. *Geophysical Research Letters*, 38(L07703), 14–18.
- SERREZE, M. C., & BARRY, R. G. (2011). Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Global and Planetary Change*, 77(1-2), 85–96.
- SHEFFIELD J, WOOD E, F. (2011). *Drought: Past Problems and Future Scenarios*. London and Washington DC: Earthscan.
- SHEKHAR, M. S., CHAND, H., KUMAR, S., SRINIVASAN, K., & GANJU, A. (2010). Climate-change studies in the western Himalaya. *Annals of Glaciology*, 51(54), 105–112.
- SCHERRER, S. C., & APPENZELLER, C. (2006). Swiss alpine snow pack variability: Major patterns and links to local climate and large-scale flow. *Climate Research*, 32(3), 187–199.
- SCHERRER, S. C., APPENZELLER, C., & LATERNSE, M. (2004). Trends in Swiss Alpine snow days: The role of local- and large-scale climate variability. *Geophysical Research Letters*, 31(13).
- SCHERRER, S. C., WÜTHRICH, C., CROCI-MASPOLI, M., WEINGARTNER, R., & APPENZELLER, C. (2013). Snow variability in the Swiss Alps 1864-2009. *International Journal of Climatology*, 33(15), 3162–3173.
- SIEGEL, A.F. (1982). Robust Regression Using Repeated Medians. *Biometrika*, 69, 1, 242-244.
- SMAKHTNIN, V. U. (2001). Low flow hydrology: A review. *Journal of Hydrology*, 240, 147–186.
- SPANDRE, P., MORIN, S., LAFAYSSE, M., LEJEUNE, Y., FRANÇOIS, H., & GEORGE-MARCELPOIL, E. (2016). Integration of snow management processes into a detailed snowpack model. *Cold Regions Science and Technology*, 125, 48–64.
- STAHL, K., BLAUHUT, V., KOHN, I., & ACÁCIO, V. (2012). *A European Drought Impact Report Inventory (Edii): Design and Test for Selected Recent Droughts in Europe*. Freiburg, 23.
- STÄHLI, M., NYBERG, L., MELLANDER, P. E., JANSSON, P. E., & BISHOP, K. H. (2001). Soil frost effects on soil water and runoff dynamics along a boreal transect: 2. Simulations. *Hydrological Processes*, 15(6), 927–941.
- STAUDINGER, M., WEILER, M., & SEIBERT, J. (2015). Quantifying sensitivity to droughts – an experimental modeling approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(3), 1371–1384. <http://doi.org/10.5194/hess-19-1371-2015>
- STEWART, I. T., CAYAN, D. R., & DETTINGER, M. D. (2005). Changes toward earlier streamflow timing across western North America. *Journal of Climate*, 18(8), 1136–1155.
- STEWART, I. T. (2009). Changes in snowpack and snowmelt runoff for key mountain regions. *Hydrological Processes*, 94, 78–94.
- STOELZLE M, STAHL K, MORHARD A, WEILER M (2014). Streamflow sensitivity to drought

- scenarios in catchments with different geology. *Geophysical Research Letters*, 41, 6174–6183.
- STRAUDINGER, M., STAHL, K., & SEIBERT, J. (2014). A drought index accounting for snow. *Water Resources Res.*, 50, 7861–7872.
- ŠTĚPÁNEK PETR, ZADRADNÍČEK P, BRÁZDIL R., TOLASZ R. (2012): *Metodologie kontroly a homogenizace časových řad v klimatologii*. ČHMÚ, Praha, 118. ISBN: 978-80-86690-97-1.
- TAGUE, C., & GRANT, G. E. (2009). Groundwater dynamics mediate low-flow response to global warming in snow-dominated alpine regions. *Water Resources Research*, 45(W07421), 1–12.
- TAGUE, C., GRANT, G., FARRELL, M., CHOATE, J., & JEFFERSON, A. (2008). Deep groundwater mediates streamflow response to climate warming in the Oregon Cascades. *Climatic Change*, 86(1-2), 189–210.
- TAGUE, C., & GRANT, G. E. (2004). A geological framework for interpreting the low-flow regimes of Cascade streams, Willamette River Basin, Oregon. *Water Resources Research*, 40(4), 1–9.
- TAKEUCHI, Y., ENDO, Y., & MURAKAMI, S. (2008). High correlation between winter precipitation and air temperature in heavy-snowfall areas in Japan. *Annals of Glaciology*, 49, 7–10.
- TEULING, A. J., VAN LOON, A. F., SENEVIRATNE, S. I., LEHNER, I., AUBINET, M., HEINESCH, B., ... SPANK, U. (2013). Evapotranspiration amplifies European summer drought. *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2071–
- TICHÝ, J. L. (2012). Coherence and event detection methodology of river discharge and snow water equivalent in new mexico, USA. *Journal of Environmental Hydrology*, 20(February), 1–13.
- THUMLERT, S., BELLAIRE, S., JAMIESON, B., 2014. Relating avalanche activity to coupled ocean – atmospheric phenomena. International Snow Science Workshop in Banff, Canadapp. 481–485.
- UHLMANN, B., GOYETTE, S., & S., B. (2009). Sensitivity analysis of snow patterns in Swiss ski resorts to shifts in temperature, precipitation and humidity under conditions of climate change. *International Journal of Climatology*, 29, 1048–1055.
- VAJSKEBR, V., ŘIDIČOVÁ, P., & VLNAS, R. (2013). Impact of the Climate Change on Water and Snow Balance in the “ Jizerské ” Mountains in the Czech Republic. *Die Bodenkultur*, 64(64), 113–119.
- VAN LANEN, H. A. J., WANDERS, N., TALLAKSEN, L. M., & VAN LOON, A. F. (2013). Hydrological drought across the world: Impact of climate and physical catchment structure. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(5), 1715–1732.
- VAN LANEN, H. A. J., LAAHA, G., KINGSTON, D. G., GAUSTER, T., IONITA, M., VIDAL, J. P., ... VAN LOON, A. F. (2016). Hydrology needed to manage droughts: The 2015 European case. *Hydrological Processes*, (19 April).

- VAN LOON F, VAN LANEN H., A., J. (2012). A process-based typology of hydrological drought. *Hydrol Earth Syst Sciences*, 16, 1915–1946.
- VAN LOON, A. F., PLOUM, S. W., PARAJKA, J., FLEIG, A. K., & GARNIER, E. (2014). Hydrological drought typology : temperature-related drought types and associated societal impacts. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 10465–10514.
- VAN LOON, A. F., PLOUM, S. W., PARAJKA, J., FLEIG, A. K., GARNIER, E., LAAHA, G., & VAN LANEN, H. A. J. (2015). Hydrological drought types in cold climates: quantitative analysis of causing factors and qualitative survey of impacts. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(4), 1993–2016. Dostupné z: <http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/19/1993/2015/>.
- VAN LOON, A. F. (2015). Hydrological drought explained. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*, 2(8), 359–392.
- VAN LOON, A. F., & LAAHA, G. (2015). Hydrological drought severity explained by climate and catchment characteristics. *Journal of Hydrology*, 526, 3–14.
- VINCENT, L. A., ZHANG, X., BROWN, R. D., FENG, Y., MEKIS, E., MILEWSKA, E. J., ... WANG, X. L. (2015). Observed Trends in Canada's Climate and Influence of Low-Frequency Variability Modes. *Journal of Climate*, 28(11), 4545–4560.
- WHITAKER, A. C., SUGIYAMA, H., & HAYAKAWA, K. (2009). EFFECT OF SNOW COVER CONDITIONS ON THE HYDROLOGIC REGIME : CASE STUDY IN A PLUVIAL-NIVAL WATERSHED , JAPAN 1, 44(4).
- WILHITE, D. A., & GLANTZ, M. H. (1985). Understanding: the Drought Phenomenon: The Role of Definitions. *Water International*, 10(3), 111–120.
- WILSON, D., HISDAL, H., & LAWRENCE, D. (2010). Has streamflow changed in the Nordic countries? - Recent trends and comparisons to hydrological projections. *Journal of Hydrology*, 394(3-4), 334–346.
- WINOGRAD, I. J., RIGGS, A. C., & COPLEN, T. B. (1998). The relative contributions of summer and cool-season precipitation to groundwater recharge, Spring Mountains, Nevada, USA. *Hydrogeology Journal*, 6(1), 77–93.
- WONG, G., VAN LANEN, H. A. J., & TORFS, P. J. J. F. (2013). Probabilistic analysis of hydrological drought characteristics using meteorological drought. *Hydrological Sciences Journal*, 58(2), 253–270.
- ZAHRÁDKOVÁ, S., HÁJEK, O., TREML, P., PAŘIL, P., STRAKA, M., NĚMEJCOVÁ, D., ... ONDRÁČEK, P. (2015). Hodnocení rizika vysychání drobných vodních toků v České republice. *VTEI*, 6, 4–16.

ZAMPIERI, M., SCOCCIMARRO, E., GUALDI, S., & NAVARRA, A. (2015). Science of the Total Environment Observed shift towards earlier spring discharge in the main Alpine rivers. *Science of the Total Environment, The*, 503-504, 222–232.

7.1 Datové zdroje

ARCDATA PRAHA. *ArcČR 500 verze 3.0: Digitální geografická databáze*. Praha, 2012. Dostupné z: <http://www.arcdata.cz/produkty-a-sluzby/geograficka-data/arccr-500/>.

CENIA. *Mapové služby Národního geoportálu INSPIRE: WMS služby*. Praha: Česká informační agentura životního prostředí, 2014. Dostupné z: <http://geoportal.gov.cz>

ATLAS MAP ČESKÉ REPUBLIKY. *GEOČR 500*. Praha, 1998.

ATLAS KRAJINY ČR. *Půdy ČR 1:500 000*. MŽP Průhonice, 2010.

ČHMÚ. *Průměrné denní průtoky vybraných vodoměrných stanice 1967-2014*. Praha, 2016.

ČHMÚ. *Sněhová a meteorologická data vybraných klimatologických stanic 1980-2014*. Praha, 2016.

ČHMÚ. *Rozvodnice ČR*. Praha, ČHMÚ, 2013. Dostupné z: <http://hydro.chmi.cz/hydro/index.php?wmapp=WEBAPP&wmap=rozvodnice>.

ČHMÚ. *Síť monitoringu povrchových vod*. Praha, ČHMÚ, 2013. Dostupné z: <http://hydro.chmi.cz/hydro/index.php?wmapp=WEBAPP&wmap=povx&srscode=32633#center=532699.494,5624584.8338&zoom=8>.

ČHMÚ. *IS Množství*. Praha, ČHMÚ, 2010. Dostupné z: http://hydro.chmi.cz/ismnozstvi/index.php?agenda=pov&ordrstr=DBC&filter=1&_fid_pov=&_fnm_pov=&_fnm_pob=&_fnm_chp=&_ffoto_pov=&_fdocs_pov=&_fisvs_data_pov=1&ok=Filtruj.

ČÚZK. *Ortofoto*. Praha, 2014. Dostupné z: <http://geoportal.cuzk.cz/>.

ČÚZK. *Základní mapa ČR 1:50 000*. Praha, 2014. Dostupné z: <http://geoportal.cuzk.cz/>.

VÚV TGM. *Digitální báze vodohospodářských dat*. Praha, 2014. Dostupné z: <http://www.dibavod.cz/>.

8 Seznam obrázků

- Obr. 1: Vývoj různých typů sucha určený anomáliemi teplot a srážek. Černé linie představují časové řady jednotlivých proměnných. Šedé linie znázorňují dlouhodobý průměr teploty vzduchu a sněhu, čárkované linie reprezentují prahové hodnoty a červené oblasti značí výskyt suchých období. Vývoj sucha je označen šipkami, čárkovaná šipka značí nedostatečné doplnění zásob a tedy prodloužené období hydrologického sucha. Zdroj: (Van Loon et al. 2015).....21
- Obr. 2: Schéma zobrazující vývoj sucha. Zdroj: (Van Loon et al. 2014).24
- Obr. 3: Prvky charakterizující vývoj meteorologického sucha v hydrologické: sdružení, zpoždění, útlum a prodloužení období sucha. Zdroj: Van Loon (2015).26
- Obr. 4: Sezónní změny čerpání vody pro tok se sněhovým režimem a) zima se zanedbatelným doplněním, zadržením a odtokem podzemní vody b) jarní tání, zvýšená vodní hladina, infiltrace vody do hlubších horizontů c) letní pokles vody, maximální napájení toku podzemní vodou d) pozdní podzimní útlum odtoku podzemní vody do povrchových toků. Zdroj: Huntington & Niswonger (2012).32
- Obr. 5: Studovaná povodí v České republice.39
- Obr. 6: Průběh meteorologických veličin: srážek, teploty vzduchu a sněhových proměnných: průměrné maximální vodní hodnoty sněhu a průměrné maximální výšky sněhu v období 1980-2014.45
- Obr. 7: Hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu závislých (sloupce) a nezávislých (řádky) proměnných studovaných povodí za pozorované období (1980-2014). Hodnoty statisticky významných korelací $p < 0,05$ jsou zobrazeny tučně, $p < 0,10$ jsou zobrazeny tučně kurzívou.....51
- Obr. 8: Sklon regresních přímek popisující závislost minimálního 7 denního průtoku a maximální vodní hodnoty sněhu: SVH. Horní řádek zobrazuje povodí Vydry, prostřední povodí Teplé Vltavy a dolní povodí Úpy za období 1980-2014.

Tečkované linie značí konfidenční intervaly (0.25 a 0.75 na 95 % hladině významnosti).....	53
Obr. 9: Sklon regresních přímek popisující závislost minimálního 7 denního průtoku a maximální vodní hodnoty sněhu: SVH. Horní řádek zobrazuje povodí Divoké Orlice, střední povodí Morávky a dolní povodí Rolavy za období 1980-2014. Tečkované linie značí konfidenční intervaly (0.025 a 0.975 na 95 % hladině významnosti).....	54
Obr. 10: Sklon regresních přímek jedenácti povodí popisující závislost minimálního 7 denního průtoku a maximální vodní hodnoty sněhu za období 1980-2014. Krabice vyjadřují 25 a 75% kvantily, tlustší linie značí medián, konec „vousů“ představuje minimální a maximální hodnotu, kolečka značí odlehlé hodnoty.	55
Obr. 11: Kruhový graf dne výskytu 7 denního minimálního průtoku v 11 povodích ČR. Osa y značí hodnoty minimálních průtoků [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$], prázdná kolečka a číslo 1 značí období 1967-1990, plná kolečka a číslo 2 značí období 1991-2014.....	58
Obr. 12: Kruhový graf výskytu minimálních letních průtoků v teplém období (květen až říjen) pro povodí Jizerky, profil Dolní Štěpanice v období 1967-2014. Osa y značí hodnoty minimálních průtoků [$\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$].	59

9 Seznam tabulek

Tabulka 1: Studie zabývající se klimatickými trendy různých proměnných, regionů a období. Zdroj: Vlastní zpracování.	18
Tabulka 2: Přehled měřených parametrů sněhové pokrývky v ČHMÚ.	38
Tabulka 3: Hydrologické a jim přiřazené klimatologické stanice s průměrnými hodnotami maximální vodní hodnoty sněhu (SVH_{\max}), zimních srážek a podílu sněhových srážek (S/P).	40
Tabulka 4: Vybrané charakteristiky povodí.	41
Tabulka 5: Půdní typy a horniny podloží ve studovaných povodích v různých pohořích.	42
Tabulka 6: Nezávislé (prediktory) a závislé proměnné využitě pro statistické analýzy.	47
Tabulka 7: Spearmanův korelační koeficient závislých (sloupce) a nezávislých (řádky) proměnných 11 povodí za pozorované období (1980-2014). Hodnoty statisticky významných korelací $p < 0,05$ tučně, $p < 0,10$ jsou zobrazeny tučně kurzívou.	50
Tabulka 8: Spearmanův korelační koeficient sněhových proměnných za období 1980-2014. Všechny hodnoty jsou významné na $p < 0,01$, zvýrazněná hodnota značí nejvyšší korelaci s vodní hodnotou sněhu.	52
Tabulka 9: Hodnoty sklonu regresních přímek (popisující závislost minimálního 7 denního průtoku a maximální vodní hodnoty sněhu) pro jednotlivá povodí za období 1980-2014. Tučně jsou zvýrazněny korelace na $p < 0,01$, tučně kurzívou jsou označeny korelace na $p < 0,05$	56
Tabulka 10: Hodnoty Spearmanova korelačního koeficientu pro vztah mezi charakteristikami povodí a sklony regresních přímek, které vyjadřují vliv změn SVH na nízké průtoky za období 1980-2014. Statisticky významné korelace ($p < 0,05$) jsou zvýrazněny tučně.	57